

BEITRÄGE ZUR MORPHOLOGIE DER TERRASSENLANDSCHAFT
DES LUXEMBURGISCHEN MOSELGEBIETES



STELLINGEN

I

De aantapping van de Maas-Moezel bij Toul heeft op zijn vroegst plaats gehad tijdens het Riss II-glaciaal.

II

De opvatting, dat de „Lehme der Hochflächen” in Luxemburg van fluviatiele oorsprong zijn en een tertiaire ouderdom bezitten, is onjuist.

III

Hoewel er in Luxemburg in het algemeen geen verband bestaat tussen de tektoniek en de aanleg van de rivierdalen, moeten toch de sterke wisselingen in het kalkarakter van de Moezel en haar zijrivieren grotendeels aan tektonische oorzaken worden toegeschreven.

IV

Het verdient aanbeveling nader in te gaan op de suggestie van Zonneveld om te onderzoeken, in hoeverre de aanwezigheid van het mineraal bruine hoornblende in bepaalde terrassedimenten van de Beneden-Rijn in Duitsland, verband houdt met de vroegste pleistocene erupties in de Eifel.

V

De verklaring, die door Burck voor het ontstaan van de oostelijke Veluwe-stuwwal gegeven wordt, is aannemelijker dan die, welke door Crommelin en Maarleveld wordt voorgestaan.

VI

In de Engelse literatuur geeft het woord „strath” door uiteenlopende definiëringen aanleiding tot verwarring.

VII

De morfologische verklaring van middelgebergte-vormen moet mede gebaseerd zijn op het onderzoek van de aanwezige fossiele bodems.

VIII

De z.g. dwarslenk van Venraij, waarvan de aanwezigheid door Van Waterschoot van der Gracht wordt verondersteld, bestaat niet.

IX

Het verdient aanbeveling, bij de herziening van de Geologische Kaart van Nederland, de belangrijkste hydrologische eigenschappen van het bodemprofiel op te nemen.

X

Het is van belang te onderzoeken, in hoeverre de temperatuur van de grond bij beschutting door windschermen mede kan bijdragen tot verhoging van de opbrengst en verbetering van de kwaliteit van enige gewassen.

XI

Voor een rationele bedrijfsvoering in de landbouw van Luxemburg is een doeltreffende ruilverkaveling een dringende noodzaak.

BEITRÄGE ZUR MORPHOLOGIE
DER TERRASSENLANDSCHAFT
DES LUXEMBURGISCHEN
MOSELGEBIETES

ACADEMISCH PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DE GRAAD VAN DOCTOR IN
DE WIS- EN NATUURKUNDE AAN DE RIJKSUNIVER-
SITEIT TE UTRECHT, OP GEZAG VAN DE RECTOR
MAGNIFICUS DR. H. W. OBBINK, HOGLERAAR IN DE
FACULTEIT DER GODGELEERDHEID, VOLGENS BESLUIT
VAN DE SENAAT DER UNIVERSITEIT IN HET OPENBAAR
TE VERDEDIGEN OP MAANDAG 24 JUNI 1957 DES
NAMIDDAGS TE 2.45 UUR PRECIES

DOOR



NICOLAAS ARIE DE RIDDER

GEBOREN TE DE BILT

UTRECHT — DEKKER & VAN DE VEGT N.V. — NIJMEGEN

LA 23589+1

ARTIKEL VAN MORPHOLOGIE
TERREASSERIE
LUXEMBURG
MORFIE

PROMOTOR

PROF. DR. J. B. L. HOL



UNIVERSITE DE LUXEMBOURG

*Aan mijn Ouders
Aan mijn Vrouw*

VOORWOORD

Het is niet slechts ter wille van de traditie, doch ook uit grote waardering, dat ik U, oud-hoogleraren, hoogleraren, oud-docenten en docenten van de Rijksuniversiteit te Utrecht, die tot mijn wetenschappelijke vorming hebt bijgedragen, dankzeg voor het genoten onderwijs.

In het bijzonder naar U, hooggeleerde Hol, hooggeachte promotor, gaat mijn erkentelijkheid uit. Door Uw in hun eenvoud zo heldere en aantrekkelijke colleges en door de instructieve excursies, hebt U mijn belangstelling voor de geomorfologie weten te stimuleren. Veel dank ben ik U verschuldigd voor de waardevolle adviezen, die U mij bij het tot stand komen van dit proefschrift hebt gegeven. Dat Gij mij enkele malen in mijn werkterrein hebt willen bezoeken, waardeer ik zeer.

Sehr vieles habe ich Ihnen, Herr Dr. M. Lucius, Direktor des Geologischen Dienstes in Luxemburg, zu verdanken. Ihre freundliche Hilfe ist für meine Arbeit von grosser Bedeutung gewesen.

Zeergeleerde Zonneveld, de hulp, die je mij geboden hebt bij het mineralogisch onderzoek van de monsters, is voor mij van groot belang geweest en daarvoor ben ik je veel dank verschuldigd.

Hooggeachte Bruin, ik acht het een groot voorrecht onder Uw leiding mijn eerste schreden als wetenschappelijk onderzoeker te hebben mogen zetten. U hebt door Uw brede visie en kritische geest in de enkele jaren, dat ik aan Uw instituut verbonden was, veel tot mijn vorming bijgedragen.

Zeergeleerde van den Berg, dat U mij gedurende de laatste maanden in de gelegenheid gesteld hebt dit proefschrift te voltooiën, stel ik zeer op prijs.

Mijn ouders ben ik zeer dankbaar niet alleen voor de gelegenheid, die zij mij geboden hebben te studeren, doch ook voor de vrijheid, die zij mij gelaten hebben, die richting te kiezen waartoe ik mij het sterkst aangetrokken voelde.

Grote dank ben ik verschuldigd aan mijn zwager, W. W. Hoffstädt, voor de met opoffering van veel vrije tijd geboden hulp bij de vertaling van het manuscript. Dit geldt in niet mindere mate voor mijn oud-leraar, de Heer H. Jansen, die de duitse tekst voor mij corrigeerde.

Tenslotte wil ik gaarne mijn dank betuigen aan de Heren E. Ebels en H. Klinkhamer voor de keurige uitvoering van het tekenwerk en aan Mej. H. Groenwold en Mej. H. Draaijer voor de wijze, waarop zij bij het typen van het manuscript behulpzaam geweest zijn.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
EINLEITUNG	1
I. ALLGEMEIN GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES UNTERSUCHUNGS- GEBIETES	4
II. GEOMORPHOLOGISCHE BESCHREIBUNG DES UNTERSUCHUNGS- GEBIETES	9
1. Die Hydrographie	9
2. Die verschiedenen Talformen	12
3. Die Liascuesta	14
III. EINZELBESCHREIBUNG DER TERRASSEN UND JÜNGEREN ABLA- GERUNGEN	22
1. Allgemeines	22
2. Die einzelnen Terrassen und Niveaus	23
IV. ERGEBNISSE DER QUANTITATIVEN KIES- UND SCHOTTERANA- LYSEN	51
1. Allgemeines	51
2. Zur Methodik der durchgeführten Schotteranalysen	52
3. Die Unterscheidung der verschiedenen Terrassen auf Grund ihrer schotterpetrologischen Zusammensetzung	57
V. DER SCHWERMINERALGEHALT EINIGER TERRASSENSANDE	80
VI. DIE MECHANISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER SANDE	85
VII. DER FOSSILGEHALT DER TERRASSENABLAGERUNGEN	91
VIII. DIE ZEITLICHE EINORDNUNG DER MOSELTERRASSEN	92
IX. TERRASSENQUER- UND LÄNGSPROFILE UND FOLGERUNGEN FÜR DIE QUARTÄRE TEKTONIK	98
1. Querprofile	98
2. Schematisches Talquerprofil	104
3. Terrassenlängsprofile	106
X. DIE JUNGTERTIÄREN LEHME DER HOCHFLÄCHEN	111
1. Verbreitung und Vorkommen	112
2. Bisherige Ansichten der Genese	113
3. Die Korngrößen-Zusammensetzung	114
4. Die Schwermineral-Zusammensetzung	120
5. Altersdeutung	122
SAMENVATTING	127
LITERATUR	135

EINLEITUNG

Mit der Herausgabe der neuen geologischen Spezialkarte Luxemburgs im Massstab 1 : 25 000 im Jahre 1947 und der eingehenden Erläuterungen zu dieser Karte in den folgenden Jahren, ist die Kenntnis der geologischen Entwicklungsgeschichte Luxemburgs in erheblichem Masse erweitert worden.

Die tertiären und quartären Ablagerungen jedoch wurden bei der geologischen Kartierung nur in sofern auf der Karte eingetragen, als sie im Gelände eine deutlich zu erkennende Formation bildeten. Ein Überblick über das Vorkommen dieser jüngeren Bildungen im Grossherzogtum Luxemburg fehlt nahezu vollständig und ferner gründen sich auch die Altersbeziehungen nur auf die Topographie und die Verwitterung.

Als Quartär wurden diejenigen Ablagerungen bezeichnet, welche unter dem Niveau der Trogfläche, aber noch im Bereich der älteren Erosionstätigkeit der heutigen Flüsse vorkommen sowie diejenigen, welche im Niveau der heutigen Talebenen liegen. Erstere wurden als Diluvium, letztere als Alluvium bezeichnet. Eine weitere Gliederung der diluvialen Ablagerungen, welche wie angenommen wurde, über dem Tätigkeitsbereich des Hochwassers und unter dem Niveau der Trogfläche der heutigen Flüsse vorkommen, fehlt heute noch ganz. Die Bildungen im Niveau der Trogfläche und die sandig-lehmigen Plateaubildungen wurden zum Tertiär gestellt. Die stratigraphische Grenze zwischen Quartär und Tertiär konnte bisher noch nicht einwandfrei festgestellt werden.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, wie gross die Lücken in der Kenntnis der quartären und tertiären Entwicklungsgeschichte Luxemburgs sind. Viele wichtige Probleme sind daher nur unzureichend oder überhaupt nicht lösbar ohne genauere Kenntnis dieser jüngeren Ablagerungen.

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einigen dieser jüngeren, hauptsächlich quartären Bildungen.

Im Einverständnis mit Herrn Dr. M. Lucius, Direktor des Geologischen Dienstes in Luxemburg, wurde als Untersuchungsgebiet die innerhalb des Grossherzogtums gelegene Moselgegend gewählt, wo an mehreren Stellen und in verschiedener Höhe diese jüngeren Bildungen unbekanntes Alters aufgefunden wurden. Die jüngeren im Saargebiet und in der Bundesrepublik Deutschland befindlichen Ablagerungen auf dem gegenüberliegenden Ufer der Mosel, wurden nicht in diese Untersuchungen einbezogen, und zwar erstens wegen der verhältnismässig beschränkten Zeitdauer, welche für die Geländeuntersuchungen zur Verfügung stand, und zweitens wegen der Tatsache, dass dem Verfasser vom Luxemburgischen Staat in Rahmen des Niederländisch-Luxemburgischen Kulturellen Vertrages ein Stipendium für geologische Untersuchungen innerhalb des Grossherzogtums zur Verfügung gestellt worden war.

Das Untersuchungsgebiet umfasste demzufolge ein rund 40 km langes Gebiet die luxemburgische Mosel entlang, und zwar von der französisch-luxemburgischen Grenze im Süden bis an die Sauer im Norden, welcher Fluss dort die Grenze zwischen Luxemburg und Deutschland bildet. Die westliche Grenze des Arbeiterrains bildete das Syre-tal. Die Terrassenbildung und Talentwicklung der Mosel mittels einer

Untersuchung der Schotterablagerungen und der jüngeren Bildungen war das Thema dieser Arbeit, indem auch die morphologische Entwicklung der linken Nebentäler der Mosel stromaufwärts der Saueremündung unsere Aufmerksamkeit hatte.

Der Umstand, dass nur die jüngeren Ablagerungen des linken Moselufers untersucht werden konnten und nicht diejenigen auf der gegenüberliegenden rechten Seite, hatte notwendig zur Folge, dass diese Arbeit nicht als eine abgeschlossene Erforschung der Moselterrassen auf dieser Talstrecke betrachtet werden kann. Wohl ist aber versucht worden, die verschiedenen Terrassen auf dem rechten Ufer mit denen auf der luxemburgischen Seite in Beziehung zu bringen, wobei als Grundlage die geologische Spezialkarte benutzt wurde.

Anfangs wurden vom Verfasser die jüngeren Bildungen und Terrassenablagerungen des luxemburgischen Moselgeegends eingehend kartiert und beschrieben. Um eine Gliederung durchzuführen zu können, war es notwendig die Ablagerungen sedimentpetrologisch zu untersuchen, insofern deren Erhaltungszustand dies ermöglichte.

Besondere Aufmerksamkeit wurde der petrologischen Zusammensetzung der Schotterablagerungen gewidmet. An verschiedenen Stellen war es möglich mehrere Schotteranalysen durchzuführen. Die Schotterproben sind im Gelände analysiert worden.

Leider war der Erhaltungszustand der Terrassenablagerungen im allgemeinen schlecht, was sich schon bei der Kartierung zeigte. Dies hatte zur Folge, dass nur an einigen Stellen richtige Sand- und Lehmproben gesammelt und dass nur verhältnismässig wenig Schwermineralanalysen und Korngrössenbestimmungen durchgeführt werden konnten. Die Sand- und Lehmproben wurden in der Landwirtschaftlichen Versuchsstation und dem Bodenkundlichen Institut T.N.O. (Landbouwproefstation en Bodenkundig Instituut T.N.O.) in Groningen auf die Korngrössenzusammensetzung untersucht. Zu Anfang sind auch die Schwermineralanalysen vom Verfasser in diesem Institut durchgeführt worden, nachher jedoch sind alle Präparate vom Herrn Dr. J. I. S. ZONNEVELD des Geologischen Dienstes in Harlem kontrolliert worden, während letzter auch die Beschreibung der Minerale gegeben hat.

Die Geländeuntersuchungen, welche zum Entwurf einer Karte der Terrassenablagerungen im Massstab 1 : 50 000 führten, wurden in den Sommermonaten der Jahre 1953 und 1954 durchgeführt. Viele fruchtbare Hinweise erhielt der Verfasser aus dem reichen Erfahrungsschatz des Herrn Dr. M. Lucius, Direktor des Geologischen Dienstes in Luxemburg, der die Liebenswürdigkeit hatte, ihn in die Geologie des betreffenden Gebietes einzuführen.

Als der Verfasser im Jahre 1954 eine Stellung bei der Landwirtschaftlichen Versuchsstation und dem Bodenkundlichen Institut T.N.O. (Landbouwproefstation en Bodenkundig Instituut T.N.O.) in Groningen antrat, erlitt die Ausarbeitung der gesammelten Daten einige Verzögerung, während auch eine Erweiterung der Untersuchungen für den Verfasser nicht mehr im Bereich des Möglichen lag.

I ALLGEMEIN GEOLOGISCHE ÜBERSICHT DES UNTERSUCHUNGS- GEBIETES

Zum richtigen Verständnis der hier erörterten Fragen seien zuerst kurz die geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes dargestellt. Für Einzelheiten sei hingewiesen auf die geologische Spezialkarte im Maßstab 1 : 25 000, Blatt 2 Remich und Blatt 4 Grevenmacher, und weiterhin „Das Gutland“, Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs, Band V, von M. LUCIUS (1948), welche auch als Grundlage der vorliegenden Untersuchung dienen.

Im Luxemburger Gebiet stehen sich zwei Landschaften gegenüber, welche sich in morphologischer und geologischer Hinsicht scharf unterscheiden. Die eine, welche die nördliche Hälfte des Landes umfasst, wird das Oesling, die andere, südliche Hälfte wird das Gutland genannt.

Der geologische Bau Luxemburgs ist gekennzeichnet durch einen stark gefalteten paläozoischen Sockel, der heute nur teilweise unter einer diskordant auflagernden Decke mesozoischer Schichten eingehüllt liegt. Während im Oesling diese mesozoischen Schichten abgetragen sind und der Sockel offen liegt, sind sie im Gutland erhalten und erreichen dort eine Mächtigkeit von im Maximum 750 m. Nur im Süden, im Sattel von Sierck tritt der Sockel im Moseltal zutage.

Die mesozoischen Schichten im Gutland, wo das Untersuchungsgebiet gelegen ist, setzen sich im allgemeinen aus einer Aufeinanderfolge widerstandsfähiger und weniger widerstandsfähiger Ablagerungen aus der Trias- und Jurazeit zusammen. Diese Schichten zeigen eine Neigung von 5° – 10° nach S oder SW und sind zudem weitwellig verbogen.

Die meisten der Formationen, welche in der Moselgegend angetroffen werden, gehören dem Lias und Keuper an. Diese Formationen bestehen aus Sandstein und vor allem aus bunten Mergeln, einem wenig resistenten Gestein, das die Oberfläche der Hochflächen bildet.

Die Liasmergel werden hauptsächlich im Süden des Untersuchungsgebietes aufgefunden, wo sich von der französisch-luxemburgischen Grenze aus ein lehmiges, schwachwelliges Plateau dieser Mergel in nördliche Richtung bis zur Linie Remich–Waldbredimus erstreckt. Nördlich dieser Linie gehen die Liasmergel allmählich über in Keupermergeln, welche ebenfalls flachwellige Plateaus bilden. Die Liasmergel im Süden vertreten die mergelige Fazies des unteren Sinemuriens und des Hettangiens, welchem letzteren auch der Luxemburger Sandstein zugehört. Die Keupermergellandschaft im Norden ist entstanden durch Verwitterung des Pseudomorphosen Keupers, der aus bunten Mergeln mit sehr untergeordneten Schichten von Dolomit und quarzigem Sandstein besteht. Im südlichen Teil des Gebietes liegt der Keuper noch unter der Liasdecke.

Stromabwärts von Remich wird der Muschelkalk die Mosel entlang angetroffen, aber auch im Süden an der Grenze bei dem Stromberg kommt die Muschelkalkformation vor. Das Auftreten dieser Formation an dieser Stelle ist ebenso wie im Norden tektonische Gründen zuzuschreiben, wie nachher näher ausgeführt wird. Der Muschelkalk zeigt eine sandige und eine mergelige Fazies, aber die wichtigste Gruppe ist der Hauptmuschelkalk, welcher die Trochiten- und Nodosus-Schichten

umfasst und im luxemburgischen Gebiet nicht aus Kalk, sondern aus Dolomit besteht. In diesem Dolomit treten Mergel nur in ganz untergeordneten Schichten auf, die aber örtlich ein bestimmtes Niveau einnehmen u.a. im Moseltal. Der Hauptmuschelkalk ist ein sehr widerstandsfähiges Gestein, das oft steile Felswände bildet. An verschiedenen Stellen im Moseltal und in dessen Nebentälern kommen solche steile Felswände des Hauptmuschelkalkes vor; auch in weiterer Entfernung der Mosel, u.a. bei Canach treten die hohen durch Störungen entstandenen Felswände dieses Gesteins in der Landschaft hervor.

Der paläozoische Sockel und die mesozoische Decke zeigen verschiedene Baustile. Die ältesten im Luxemburger Gebiet anstehenden Schichten bestehen aus unterdevonischen Schiefen, Quarziten und Quarzsandsteinen, welche als Teil der Ardennen eine hercynische Faltung zeigen. Die diskordant auflagernden mesozoischen Deckenschichten hingegen, sind nicht gefaltet, jedoch flachwellig verbogen und kennzeichnen sich durch eine intensive Bruchfaltentektonik. Diese Verbiegungen und Verwerfungen sind während der alpinen Orogenese im Tertiär entstanden. In ihrer Richtung folgen sie den alten tektonischen Linien, so dass die jungen Bewegungen eine Nachahmung des alten hercynischen Baues darstellen. Die jüngeren Strukturlinien verlaufen im allgemeinen in einer Richtung, welche mit der NO–SW streichenden hercynischen Faltungsrichtung übereinstimmt. Besonders im Moselgebiet wird aber diese hercynische Richtung durch eine zweite Streichrichtung abgewechselt, welche NNO–SSW verläuft. Letztere, die sog. „Rheinische Richtung“, kommt auch zum Ausdruck in der von Norden nach Süden streichender Richtung der „Eifeler Quersenkung“, einer tektonischen Leitlinie, welche das westliche Europa in meridionaler Richtung durchzieht und eine wichtige Senkungszone zwischen Hunsrück und Ardennenmassiv bildet. Im allgemeinen herrscht im Moselgebiet die „Rheinische Richtung“ vor und die Verwerfungen ziehen parallel zum Westrand des Hunsrücks. Diese Verwerfungen und tektonischen Bewegungen haben Horste, Gräben und Bruchtreppen geschaffen und haben somit bei der Ausgestaltung der heutigen Morphologie eine wichtige Rolle gespielt.

Wie anfangs schon bemerkt, liegen die mesozoischen Deckenschichten heutzutage nicht mehr horizontal, sondern fallen im allgemeinen mit 5° – 10° nach S oder SW ein und sind ausserdem flachwellig verbogen. In der Struktur dieser Deckenschichten lassen sich die nachstehenden tektonischen Elemente in der Moselgegend unterscheiden, siehe Abb. 1.

1. Der Sattel von Sierck

Dieser variscisch streichende, am Südrand des Hunsrücks gelegene Sattel, ist durch den Vorsprung eines Kernes von Taunusquarzit in den mesozoischen Schichten zu erkennen. Im Moseltal ragt der Quarzit (Unteres Siegenien) bei Apach, Sierck und Schengen als Klippen in der Trias hinein, oder wird diskordant von Voltziensandstein überdeckt.

2. Die Mulde von Wintringen

Diese nördlich des Sattels von Sierck anschliessende Mulde ist die Fortsetzung der hercynisch angelegten Mulde des mittleren Hunsrücks, die von NO nach SW von Bernkastel über Trittenheim nach Saarburg zieht. Die Achse dieser Mulde schneidet das Moseltal zwischen Remerschen und Stadtbredimus. Die südöstliche Begrenzung ist durch die Hauptverwerfung von Schengen gegeben. Auch gegen

Norden stösst die Mulde von Wintringen an einer Verwerfung ab. Östlich der Mosel ist es die Verwerfung, die von Palzem nach Soest zieht, westlich ist es die Begrenzung der Verwerfungszone, die von Bous nach Mondorf durchgeht. Ihrem Wesen nach ist die Mulde von Wintringen eine grabenartige Einsenkung zwischen Verwerfungen. Der muldenförmige Bau zeigt sich jedoch an vielen Stellen, z.B. im Moseltal, wo die tiefe Lage des Rhäts und des Roten Gipskeupermergels bei Wintringen darauf hinweist.

3. Der Sattel von Remich

Dieser Sattel ist im Nordflügel der Mulde von Wintringen eingeschaltet, wie aus dem plötzlichen Emporstauchen des Hauptmuschelkalkes bei Remich und aus der hohen Lage des Luxemburger Sandsteines u.a. bei Emeringen hervorgeht.

4. Der Sattel der mittleren Mosel

Dieser Sattel ist die Fortsetzung eines Sattels, der am NO-SW streichenden

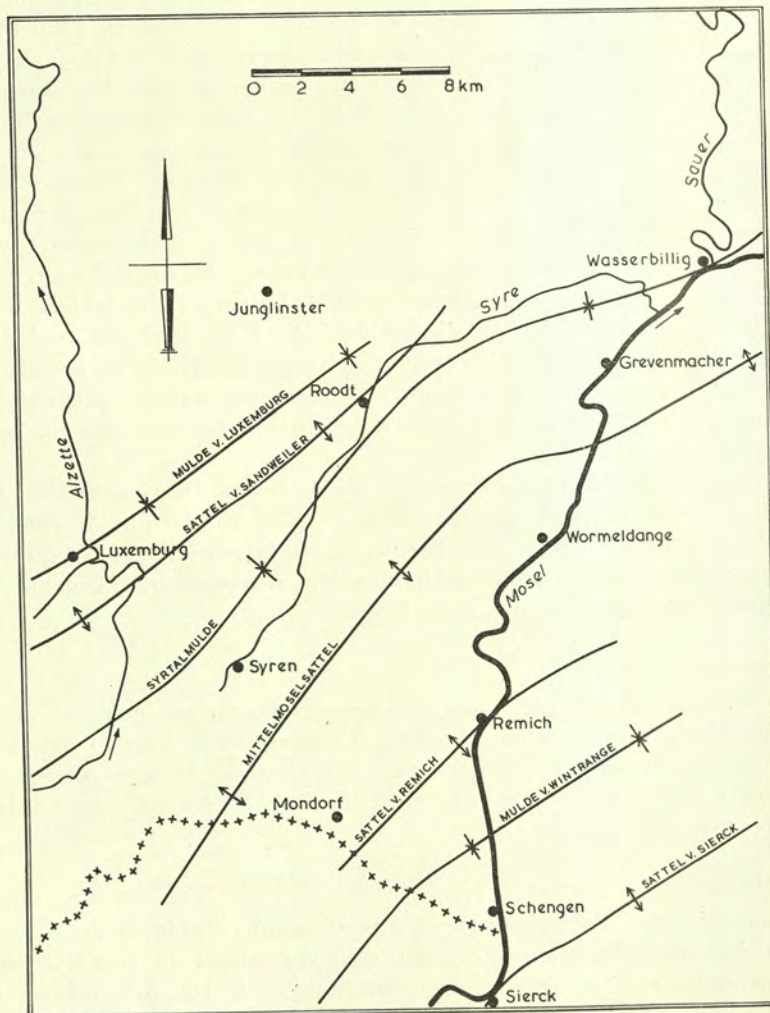


Abb. 1 — Tektonische Übersichtskarte des luxemburgischen Moselgebietes. Lageskizze der hercynisch streichenden Hebungs- und Senkungsachsen.

Nordwestrand des Hunsrückmassivs und südlich des Moseltales bis Kanzem an der Saar den Hunsrück gegen die Innensenke der Wittlicher Gegend begrenzt. Im Luxemburger Gebiet macht sich der Sattel bemerkbar durch die hohe Lage des Hauptmuschelkalkes bei Oberdonven, Gostingen, Canach und Bous und weiterhin durch einen flachen Rücken des Muschelsandsteines im Moseltal zwischen Wormeldange und Machtum. Die Südostgrenze wird durch den Graben von Mondorf-Machtum gebildet, die Nordwestgrenze zieht nördlich Deisermühle über Beyren, Moutfort, Peppingen nach Wolmeringen.

5. Die Syrtalmulde

Diese flache Mulde lässt sich nachweisen durch das Vorkommen der Relikte des Luxemburger Sandsteines auf dem Widenberg und auf dem Kreckelsberg bei Mensdorf im Syrtal, durch die tiefe Lage des Pseudomorphosenkeupers zwischen Münschecker und Mörsdorf u.s.w.

II GEOMORPHOLOGISCHE BESCHREIBUNG DES UNTERSUCHUNGS- GEBIETES

Nachdem im Vorhergehenden der geologische Bau des luxemburgischen Moselgebietes global beschrieben wurde, folgt nunmehr eine morphologische Beschreibung. Wie schon erwähnt, sind die jüngeren Bildungen und Terrassenablagerungen das eigentliche Thema der vorliegenden Arbeit. Hier werden diese jedoch nicht oder kaum berücksichtigt; ihre Beschreibung und Darstellung findet sich Seite 22 u. ff.

1. Die Hydrographie

Das Flusssystem des Luxemburger Landes gehört mit Ausnahme der Korn, welche eine im Südwesten des Landes gelegene Gegend nach der Maas hin entwässert, vollständig zum Stromgebiet des Rheines, siehe Abb. 2. Die Mosel ist mit einer Lauflänge von mehr als 540 km einer der bedeutendsten Rhein Nebenflüsse. Das Plateau von Lotharingen in NO Frankreich wird von ihr sowie von der Maas entwässert. Die Moselquelle liegt in den Südvogesen, in der Nähe von Bussang in 683 m Höhe.

Im Quellgebiet stehen Gesteine verschiedener Herkunft an. Örtlich treten Perm- und Karbongesteine zutage, während auch verschiedene Arten von Granit, wie Amphibolgranit und Muskovit-Biotitgranit anstehen. In der Umgebung von Epinal in den Vogesen hat die Mosel ihr Tal in dem Buntsandstein ausgeräumt und durchquert dann unabhängig von der Gesteinslagerung die lothringische Schichtstufenlandschaft von Süden nach Norden. Von Schengen an fließt die Mosel durch eine breite Talweitung immer noch in nördliche Richtung bis Remich, schneidet sich hier in den Muschelkalk ein und biegt nach NNO um, welche Richtung bis Machtum beibehalten wird. Nach Aufnahme der Sauer und der Saar fließt sie durch die Trierer Talweitung und bricht bei Schweich durch das Devon des Rheinischen Schiefergebirges, um bei Koblenz in den Rhein zu münden.

Die Meurthe, der ehemalige Oberlauf der Mosel, und die Saar entspringen ebenfalls in den Vogesen. Das ganze Oesling und ein Teil des Gutlandes gehören zum Stromgebiet der Sauer, welche bei Wasserbillig in die Mosel ausmündet. Der östliche Teil des Gutlandes wird direkt nach der Mosel hin entwässert, während ein kleiner Streifen im SW des Gutlandes zum Stromgebiet der Maas gehört.

Ausser der Sauer, münden auf luxemburgischen Gebiet zahlreiche mehr oder weniger wichtige Bäche in die Mosel, von denen die Syre die bedeutendste ist. Die Syre entspringt aus einigen wasserreichen Quellen im Luxemburger Sandstein beim Dorf Syren, fließt durch ein 28 km langes Tal in nördliche bis nordöstliche Richtung und mündet bei Mertert, zwischen Grevenmacher und Wasserbillig in die Mosel.

Die kleineren Bäche wie der Roderbach und Johannesbach fließen in östliche Richtung und münden bei Grevenmacher in die Mosel. Grössere Bäche sind ferner der Donverbach, der Albach, der Garbach und der mit dem Garbach zusammenfließende Lenningerbach, welche bezw. bei den Dörfern Ahn, Wormeldange und

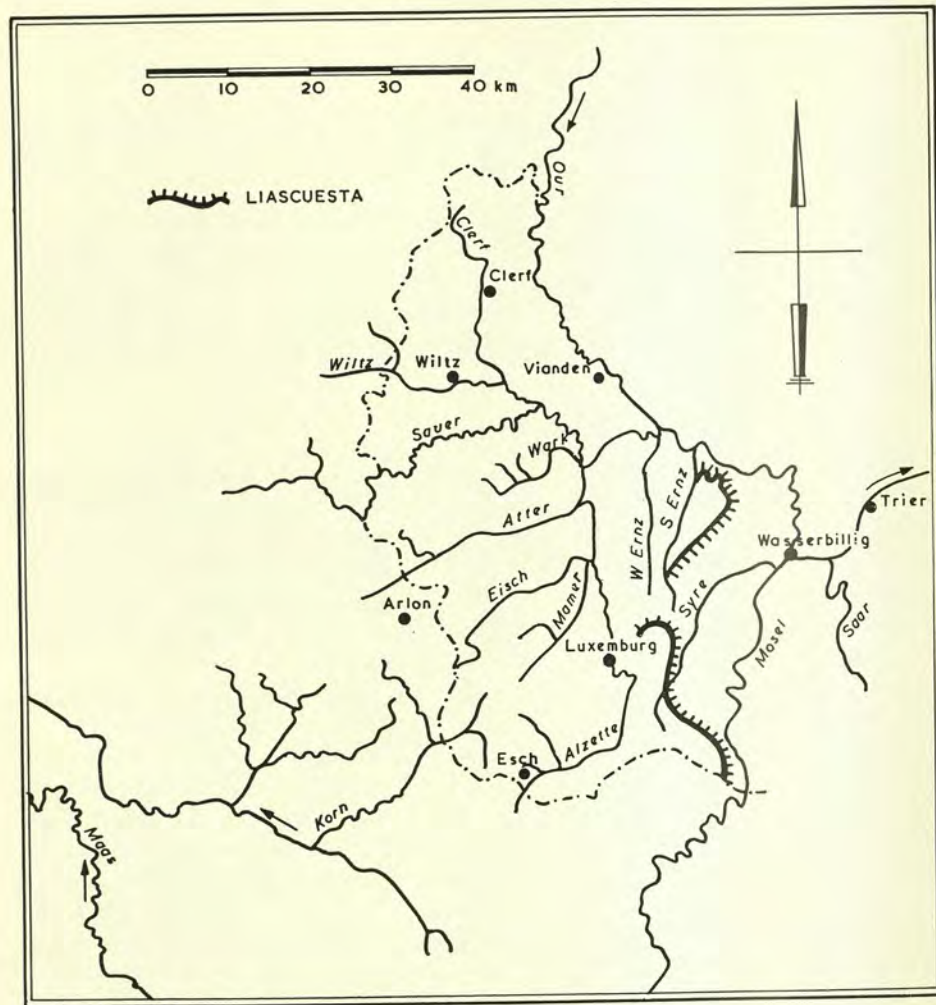


Abb. 2 — Übersichtskarte des luxemburgischen Flusssystemes.

Ehnen in die Mosel münden. Weiter nach dem Süden sind es der Greiveldangerbach und Albach, welche bei Greiveldange bzw. Stadtbredimus und der Dolenerbach und Altbach, welche bei Schengen bzw. Basse-Kontz in die Mosel fließen. Die meisten dieser Bäche entspringen auf dem Plateau das die Wasserscheide zwischen Mosel und Syre bildet, und fließen im allgemeinen in O–SO Richtung.

Der Höhenunterschied zwischen Basse-Kontz im Süden (148 m) und Wasserbillig im Norden (133 m) beträgt 15 m. Bei einer Flussstrecke von 40 km ist das Gefälle im Durchschnitt also $0,37 \text{ ‰}$. Im grossen und ganzen herrscht stromabwärts von der Meurthemündung ungefähr dieses Gefälle vor (KREMER, 1954). Auf kurzen Strecken ändert sich auch in der luxemburgischen Mosel das Gefälle oft beträchtlich. An mehreren Stellen lassen sich Furten erkennen, wo die Wassertiefe gering ist und eine starke Strömung und ein starkes Gefälle auftreten. Beispiele hiervon sind die Taunusquarzitfelsebarré im Flussbett bei Schengen und die Muschelsandsteinschwelle des Mittelmoselsattels zwischen Machtum und Ahn.

Bei Niederwasser sind die „Stromschnellen“ an diesen Stellen deutlich erkennbar. Daneben gibt es Strecken mit grösserer Wassertiefe und entsprechend geringerer Strömung und kleinerem Gefälle.

Betrachten wir das Moseltal etwas näher, so stellt sich heraus, dass im Zusammenhang mit dem mäandrierenden Flusslauf, mehrmals eine Änderung der allgemeinen Stromrichtung eintritt. Schon gleich im Süden bei Sierck, wo die Mosel die Grenze überquert und in das Untersuchungsgebiet hineinfliesst, weicht der Fluss stark von seiner Hauptrichtung ab. Er wird hier nach Osten abgelenkt und fliesst in einem grossen Mäanderbogen östlich um den Stromberg herum. Westlich dieses Berges erstreckt sich eine Talung, welche auf den ersten Blick wie ein Trockental aussieht. Diese Talung erstreckt sich in SW–NO Richtung von Basse-Kontz nach Schengen in einer Länge von etwa 2 km. Die östlichen Talgehänge werden von dem Stromberg, die westlichen von der Liascuesta gebildet. Älteren Ansichten nach würde es sich hier um einen älteren Mosellauf handeln. Lucius (1946b, 1948) hat jedoch auf ein kompliziertes Verwerfungssystem westlich des Stromberges hingewiesen, das bei der Herausmodellierung des Stromberges richtungsbestimmend gewesen ist. Die Auffassung, dass die Mosel jemals ihr Tal westlich des Stromberges über die hier durchziehende Bruchzone genommen hat und dass dieser Berg ein Umlaufberg sei, ist nach Lucius eine blosser, durch keine Tatsache unterstützte Annahme. Der mehr als 310 m hohe Berg besteht nahezu vollständig aus Muschelkalk in sandigmergeliger Fazies, während eine Kappe von widerstandsfähigen Trochiten- und Nodosuskalken den Berg vor Abtragung schützt. Die Lehm- und Geröllvorkommen auf den höchsten Teilen des Berges zeigen, dass dieses 300 m Niveau ein alter Talboden der Mosel darstellt. Indem einerseits die Mosel ihr Tal östlich des Stromberges ausräumte und andererseits Verwerfungen westlich des Berges den Hauptmuschelkalk auf verschiedene Niveaus brachten, wurde der ganze Zusammenhang dieses Gesteins auch mit den zugehörigen, auf dem deutschen Ufer liegenden Schichten unterbrochen. Die morphologische Gestaltung des Stromberges und der westlich des Berges gelegenen Talung ist ein Problem für sich, auf dem in diesem Zusammenhang nicht näher eingegangen wird. Im nächsten Teil bei der Behandlung der Terrassenbildungen kommt es wieder zur Sprache.

Eine zweite auffallende Abweichung in der allgemeinen Hauptrichtung des Flusslaufes lässt sich in dem Mäanderbogen von Stadtbredimus-Greiveldange erkennen. In dieser Talstrecke liegen zwei grosse Mäander. Zwischen Remich und Stadtbredimus biegt die Mosel plötzlich scharf nach NW, welche Strömungsrichtung sich etwa 1 km stromabwärts von Stadtbredimus ändert in NO–O. Dann umfließt der Fluss in einem Bogen den Mäandersporn Ham und biegt weiter wieder in der Nähe von Greiveldange zur Hauptrichtung (N–NO) zurück.

Der Mäander von Palzem auf dem deutschen Ufer gegenüber Stadtbredimus zeigt die Gestalt eines typischen Gleitmäanders. Die Schichten des Nodosuskalksteins neigen nämlich schwach nach W oder SW. Die Mosel ist über diese sehr resistenten Gesteine abgeglitten, hat dabei die auflagernden Keupermergel abgetragen und einen allmählich zum heutigen Flussbett neigenden Schuttkegel zurückgelassen. Dagegen ist die luxemburgische Talwand sehr steil und diese wird jetzt durch die Mosel untergraben. Auch der Mäandersporn Ham bei Greiveldange zeigt an der Südseite ein steilwändiges Gehänge aus Nodosuskalkstein, während an der Nordseite ein allmählich zur Talaue neigender Schuttkegel angegriffen wird. Der Mäandersporn Ham zeigt eine deutlich asymmetrische Form.

Diese Form verdankt er der stromabwärts gerichteten Verlegung der Mäander. Dabei wird das Talgehänge stromaufwärts untergraben und entstehen besonders in diesem harten Gestein Steilwände.

Eine dritte Abweichung in der allgemeinen Stromrichtung lässt sich beim Dorf Machtum erkennen. Zwischen Ahn und Machtum verläuft das Moseltal in der Richtung SSW—NNO, um bei Machtum plötzlich sehr scharf nach Westen umzubiegen. Der Fluss bildet hier eine S-förmige Schleife und verfolgt dann weiterhin eine NO Richtung.

2. Die verschiedenen Talformen

In folgender Übersicht sei kurz auf die verschiedenen Talformen der Mosel und ihrer Nebenbäche hingewiesen. Es stellt sich dabei heraus, dass die Form der Täler in erheblichem Masse von der Beschaffenheit der Gesteine abhängig ist.

(a) Das Moseltal

Im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes hat die Mosel sich in den Muschelkalk ein enges, verhältnismässig, steilwandiges Tal von mehr als 160 m Tiefe ausgeräumt. Der Hauptmuschelkalk, welcher den Stromberg als eine Kappe überlagert, zeigt steilwandige Gehänge, wie sich an der Südseite des Berges sehr schön beobachten lässt. Der Linguladolomit, die Gipsmergel der Anhydritgruppe und der Untere Muschelkalk in sandiger Fazies im Liegenden bilden eine wenig widerstandsfähige Gesteinsgruppe, in der die Mosel sich leicht ihr Tal ausräumen konnte. In der Gegenwart schneidet der Fluss sich schon im Voltziensandstein ein, welcher dem Buntsandstein zugehört, und der an dieser Stelle — Sattel von Sierck — hoch gelagert ist. Die Talgehänge zeigen in diesem wenig resistenten Gestein eine V-Form auf, steigen jedoch noch ziemlich steil an. Die Talaue ist sehr eng. Diese Talform lässt sich bis Schengen verfolgen, wo eine Verwerfung die Mosel in der Richtung SW—NO schneidet und die Hauptmuschelkalkschicht um etwa 150 m senkt. Ungefähr 1 km weiter stromabwärts, beim Raederberg, schneidet eine zweite Verwerfung die Mosel parallel zur ersten. Der Hauptmuschelkalk nördlich dieser Verwerfung ist sehr stark abgesunken, d.h. auf dem Luxemburger Ufer tritt dieses Gestein nicht mehr zutage.

Unterhalb des Raederberges, nördlich von Schengen, tritt die Mosel aus der Enge des Talstückes im Sattel von Sierck in die breite Talweitung der Mulde von Wintrange ein, wobei die Talformen sich ohne Übergang stark ändern. Die Mosel durchquert diese Mulde von Süden nach Norden bis Remich, wo der Hauptmuschelkalk wieder auftaucht. In dieser Strecke erreicht die Talaue eine Breite von über 1 km und in der Nähe von Remich sogar von etwa 2 km. Die merkwürdige Verschiedenartigkeit der oben beschriebenen Talformen ist also durch die Tektonik bedingt. Erstens ist es die muldenförmige Einbiegung zwischen Schengen und Remich, die zur Folge hat, dass auf dem luxemburgischen Ufer nur die wenig resistenten Keupermergel anstehen und der widerstandsfähige Hauptmuschelkalk unter diesen Schichten eingedeckt liegt. Zweitens sind es die Verwerfungen, die im Süden und Norden die Mulde von Wintrange begrenzen, welche den unmittelbaren Übergang vom Engtal im Hauptmuschelkalk bei Schengen zur breiten Talaue von Wintrange erklären. Zu Beginn und am Ende der vorliegenden Talstrecke findet sich also eine Felsbarre aus widerstandsfähigem Gestein, in dem hauptsächlich Tiefenerosion stattfindet, während im Bereich der Mulde die Seitenerosion vorherrscht. Solange die Felsbarre bei Remich vom Fluss

nicht tiefer eingeschnitten wird, bleibt stromaufwärts in der Mulde die Tiefenerosion gering und kann der Fluss nur lateral erodieren. Die breite Talaue zwischen Schengen und Remich ist damit erklärt.

Das gegenüberliegende, rechte Talgehänge im Saargebiet besteht nahezu vollständig aus Hauptmuschelkalk, der allmählich zum Fluss neigt und mit einem Schuttmantel von Moselschottern überdeckt worden ist. Das linke Ufer in Luxemburg dagegen ist ziemlich steilwandig, während Terrassen und Moselschotter auf dieser Seite fast ganz fehlen. Dieses Talgehänge ist der Erosion und Denudation zum Opfer gefallen. Anscheinend ist die Mosel in diesem Gebiete allmählich über den resistenten Hauptmuschelkalk des rechten Ufers abgeglitten und hat dabei die weichen Keuper- und Liasmergel abgetragen. Diese Abtragung resultiert darin, dass die Liascueta weiter nach Westen zurückgedrängt worden ist. Stromabwärts von Remich, wo der Hauptmuschelkalk wiederum auftaucht (Sattel von Remich), verengt sich das Tal erneut. Zwischen Remich und Wasserbillig hat sich die Mosel ein enges, steilwandiges Tal in dieses resistente Gestein eingeschnitten. Die Strecke zwischen Mertert und Wasserbillig jedoch zeigt wieder eine breitere Talaue. Dort hat die Mosel ihr Tal in einen tektonischen Graben angelegt, der die Breite der Talaue bedingt.

(b) Die Täler der Nebenflüsse

Im grossen und ganzen zeigen die kleineren Nebenflüsse und Bäche ungefähr dieselben Talformen wie die Mosel. Die Bäche entspringen meistens auf der Wasserscheide von Mosel und Syre auf einem Keuper- oder Liasmergelboden und verlaufen im allgemeinen senkrecht auf die Richtung des Moseltales und der Verwerfungen. Im Oberlauf, aber auch in den Gräben beobachtet man ein weites Talprofil und oft ein geringes Gefälle. Besonders im Unterlauf erodieren die Bäche sehr kräftig und haben in dem Hauptmuschelkalk enge Täler ausgeräumt, wie sich z.B. bei den Dörfern Ahn, Wormeldange und Ehen beobachten lässt. Im Bereich der Horste zeigen die Bäche ebenfalls ein enges Talprofil und ein starkes Gefälle mit kräftiger Erosion. Die Abwechslung der Talformen der Mosel liegt auch bei den Tälern der kleinen Bäche vor. Dieser Formwechsel tritt im Tal des Donverbachs besonders klar hervor. Dieser Bach entspringt bei dem Widenberg und durchquert in ihrer 8 km langen Laufstrecke drei verschiedene Gräben, bevor er bei Ahn in die Mosel mündet. In diesen Gräben stehen die wenig resistenten Keupermergel an, in denen der Bach ein breites, flaches Tal herausmodelliert und sogar Schutt abgelagert hat, und gelegentlich noch ablagert. In den zwischen den Gräben gelegenen Horsten treten die festen Trochiten- und Nodosus-Schichten zutage, in denen sich enge, schluchtartige Täler gebildet haben.

Die anderen Bäche wie der Albach, der Garbach, der Lenningerbach und der Greiveldangerbach zeigen ähnliche Talformen. Alle diese der Mosel zufließenden Bäche durchqueren an mehreren Stellen Horste, Gräben und Verwerfungen, und treten öfters mit einem anderen Gestein in Kontakt, wobei sich die Talformen dementsprechend ändern.

Zuletzt sei im Zusammenhang mit dem Vorhergehenden noch auf die Anlagen der Siedelungen hingewiesen. THURM (1938) hat bereits beobachtet, dass mehrere Dörfer an den Schnittpunkten der Gräben mit den Seitenbächen der Mosel angelegt worden sind. Die Täler sind an diesen Stellen verhältnismässig breit und nicht selten mit fruchtbaren Böden ausgefüllt. Ebenfalls war hier meistens die Wasser-

versorgung gesichert, weil an den Verwerfungen vielfach Quellen austreten. So sind für die Anlagen der Dörfer Niederdonven, Gostingen, Lenningen, Canach, Greiveldange u.a. die vorgefundenen tektonischen Verhältnisse mitbestimmend gewesen. Weiterhin sind auch viele Dörfer angelegt worden sowohl auf den flachen Schuttkegeln, welche sich stellenweise im Haupttal an der Mündung der Seitenbäche gebildet haben als auch auf einer im Talgehänge herausgearbeiteten Terrasse. Fast sämtliche Dörfer und Städte im Moseltal, wie z.B. Grevenmacher, Ahn, Wormeldange, Ehnen, Stadtbredimus, Remich, Remerschen, Schengen haben so ihren Ursprung gefunden.

Schliesslich sei bemerkt, dass die Seitenbäche nahezu alle in ihrer Richtung senkrecht auf den tektonischen Linien verlaufen und dass somit kein Zusammenhang zwischen Tektonik und Flusssystem nachgewiesen werden kann.

3. Die Liascuesta

Wegen ihrer Höhe und durchziehenden Felswände gehört die Liascuesta zu den markantesten Erscheinungen in der Topographie des Gutlandes, sieh Abb. 2. Ihr Steilrand erstreckt sich in einem weiten Bogen von Echternach bis Remich an der Mosel. Von Junglinster an bis Münschbach an der Syre biegt der Steilrand nach Süden und lässt sich dann als linke Talwand der Syre bis Moutfort verfolgen. Westlich dieses Dorfes biegt er das Trintangertal folgend nach SO bis Ellange, wo ein Fazieswechsel im Hettangien stattfindet und der Luxemburger Sandstein in eine mergelige Fazies übergeht.

Anzunehmen ist, dass der Lias-Steilrand früher weiter nach Osten gelegen hat als jetzt der Fall ist. Die mit einer Kappe von Luxemburger Sandstein abgedeckten, vor dem Steilrand gelegenen Einzelberge liefern dafür den Beweis. Beispiele dieser Einzelberge sind der Widenberg und der Kreckelsberg in der Syretalmulde bei Mensdorf, sowie der Jakobsberg und der Kreuzberg bei Bech und der Roosbour und der Weijmerich bei Junglinster, welche ebenfalls als geologische Zeugenberge der Liascuesta zu betrachten sind. Dass der Lias-Steilrand demnach ehemals östlicher lag als jetzt unterliegt eigentlich keinem Zweifel. Leider liegen jedoch keine Angaben ihrer Lage in den vorhergehenden geologischen Zeitabschnitten mehr vor. Eine kräftige Erosion hat sie verwischt.

Noch in der Gegenwart ist deutlich wahrnehmbar wie der Lias-Steilrand von einer starken Erosion und Denudation angegriffen, und dadurch immer weiter nach Westen zurückgedrängt wird. Die Cuestafront bildet keine geschlossene, geradlinige Steilwand mehr, sondern hat sich zu einer gelappten Form entwickelt. Diese gelappte Form zeigt sich deutlich im südöstlichen Moselgebiet, wo z.B. westlich von Schengen der Steilrand durch Rückwärtsverlängerung des Dolenerbachs zerschnitten und untergraben wurde. Die zahlreichen abgerutschten Gehänge an der Liascuestafront sind ein klarer Beweis dafür, dass Erosion und Denudation dort auch heute noch wirksam sind. Tiefe Zerschneidungen des Steilrands sind weiterhin erkennbar bei Wintrange, Wellenstein, Erpeldange-les-Bous, Waldbredimus u.a. Eine starke Erosion hat hier in die Talwand tiefe Rinnen ausgebildet in denen der Steilrand um mehr als 2 km zurückgedrängt worden ist.

Die stratigraphische Grenze zwischen Lias und Keuper wird gebildet vom Rhät, das aus einer dünnen Blättermergelschicht, einer roten Tonschicht und darunter aus einem Sandstein mit Basalkonglomerat zusammengesetzt ist. Die Mächtigkeit des Rhäts beträgt selten mehr als 10 m, meistens aber nur etwa 5 m. Der Sandstein schützt die Keupermergel im Liegenden und so kann man an einigen Stellen

beobachten, dass die Erosion Einzelberge geschaffen hat, welche eine Rhätsandsteinkappe tragen. Diese Berge sind infolge der geringen Neigung der Schichten, meistens abgeplattet und sind als geologische Zeugenberge des Rhäts zu betrachten. Ein schönes Beispiel ist der Felzberg beim Dorf Wintrange. Der Scheuerberg und Auf Plohen bei Wellenstein sind ebenfalls Berge, die eine Rhätsandsteinkappe tragen, aber bei diesen ist die Verbindung mit dem Sandstein des Rhäts im Liegenden der Lias noch nicht vollständig aufgehoben, so dass diese Berge noch nicht als Zeugenberge des Rhäts aufzufassen sind. Diese eine Sandsteinkappe tragenden Berge mit plateauartigem Charakter können, wenn sie in der unmittelbaren Nähe der Mosel liegen, bei oberflächlicher Betrachtung leicht mit älteren Flussterrassen verwechselt werden. Auf den ersten Blick sehen die flachen Oberkanten dieser Berge mit ihren stark sandigen Böden den echten Moselterrassen sehr ähnlich. Die sandigen Böden sind aber durch Verwitterung des Rhätsandsteins entstanden und stellenweise ist auch in Gruben (z.B. auf dem Felzberg) zu beobachten, dass der Rhätsandstein ansteht und dass die Verwitterungssande sehr quarz- und glimmerreich und somit sehr hellfarbig sind. Besonders wenn die Rhätsandsteinkappe nur sehr dünn ist, so dass an mehreren Stellen die Gerölle des Basalkonglomerats zutage treten, wie es auf dem Scheuerberg der Fall ist, können diese Denudationsterrassen leicht für Terrassen der Mosel gehalten werden. Die Gerölle des Rhätkonglomerats und die Terrassenschotter der Mosel sind jedoch sehr verschiedenartig und demzufolge nicht mit einander zu verwechseln. Wie im nächsten Kapitel noch näher auszuführen ist, kann mit ziemlich grosser Sicherheit angenommen werden, dass das Plateau Auf Plohen als echte Moselterrasse zu betrachten ist.

Sehen wir uns den Lias-Steilrand noch etwas näher an, so zeigt sich bei Wellenstein eine Umbiegung nach NW. Der Steilrand verläuft bis Medingen parallel zum Trintangertal, biegt dann aber plötzlich sehr stark nach SW, den Oberlauf der Syre entlang, bis Syren.

Durch Rückwärtsverlängerung der Seitenbäche des Albachs bei Waldbredimus und Erpeldange-les-Bous, wurde der Liascuestarand hier weit nach SW zurückverlegt. Durch die starke Erosion in den kleinen Seitenbächen bekommt die Cuestafront hier eine gekerbte und gelappte Form. An vielen Stellen im Luxemburger Sandstein treten auf dem Niveau des Rhättons oder der Psilonoten-Schichten des Hettangiens starke Quellen aus. Wo dies der Fall ist, kann eine kräftige Quellerosion auftreten, welche eine der wichtigsten Ursachen der Zerschneidung und Zurückverlegung des Lias-Steilrands ist. Typische Beispiele einer derartigen Quellerosion, finden sich u.a. bei Dalheim, Ellange und Syren.

BAECKEROOT (1942) hat dem Luxemburger Land eine eingehende morphologische Studie gewidmet und dabei auch die Entwicklung des Flusssystems behandelt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit seien darum einige von ihm über das Flusssystem entwickelte Gedankengänge einer kurzen Betrachtung unterzogen.

Wie schon im Anfang erwähnt wurde, gehört mit Ausnahme der Korn (Chiers) das Flusssystem Luxemburgs dem Stromgebiet des Rheines an. Die Flüsse im Gutland, wie die Alzette, die Syre, die Weisse und Schwarze Ern, die Attert, die Eisch und die Mamer, fliessen nach Norden oder Nordosten. Die Flüsse im Oesling, wie die Clerf, die Blees und die Our, nehmen ihre Allgemeinrichtung nach Süden. Am Südrand des Oeslings wird durch eine Zwischensenke eine Sammelrinne gebildet, die das Wasser der vom Norden und Süden herziehenden Flüsse aufnimmt und in die Mosel bringt, sieh Abb. 2.

Die Trias- und Juraschichten im Gutland sind nur weitspannig verbogen und

durch Verwerfungen stark zerbrochen, besonders im Moselgebiet. Diese Schichten lagern heute nicht mehr horizontal, sondern zeigen im allgemeinen ein Abfallen nach Süden oder Südwesten mit 5° – 10° , wie oben erwähnt. Die Allgemeinrichtung der Flüsse im Gutland, ausgenommen der Korn, verläuft also entgegengesetzt zur Neigung der Schichten.

Nach BAECKEROOT (1942) ist das Flusssystem als epigenetisch zu bezeichnen. Die primäre Entwässerung wäre via der Korn nach Südwesten erfolgt.

BAECKEROOT geht aus von der Voraussetzung, dass das Stromgebiet der Korn sich bis an den Rand des Oeslings und sogar bis an den Oberlauf der Syre ausgedehnt haben soll. Die ehemalige Stromrichtung der Alzette, der Attert, der Eisch, der Mamer und sogar der Wark und der Syre wäre nach dieser Voraussetzung eine südliche oder südwestliche, jedenfalls auf die Korn hin gerichtet. Durch Anzapfungen und regressive Erosion wäre die Stromrichtung dieser Flüsse umgekehrt und die heutige nördliche bis nordöstliche Flussrichtung zustande gebracht worden. Bei einer Betrachtung der Entwicklungsgeschichte der Eisch schreibt BAECKEROOT: „L'encoche de l'Eisch semble donc bien être un entonnoir de percée conséquente, occupé anciennement par un cours d'eau tributaire de la Chièrs, passant par le „col" ou wind-gap du Lamerberg. Le détournement des eaux est confirmé par la présence, près du col, d'une tourbière, le „Bofferdinger Moor", qui témoigne de l'indécision du drainage aux sources de l'Eisch et de la Chièrs. Ainsi donc, après avoir coulé vers le Sud, les eaux de l'Eisch supérieur ont subi un renversement de cours à la suite duquel elles sont devenues tributaires de l'Alzette-Sûre-Moselle". A.a.O. bemerkt BAECKEROOT über das Tal der Alzette bei Mersch: „Elle ne peut avoir été façonnée que par un afflux des eaux convergeant vers le Sud: c'est un entonnoir de percée conséquente. Or, la rivière qui y passe, l'Alzette, coule du Sud au Nord, en sens inverse de la pente des couches. Ce pourrait donc être un

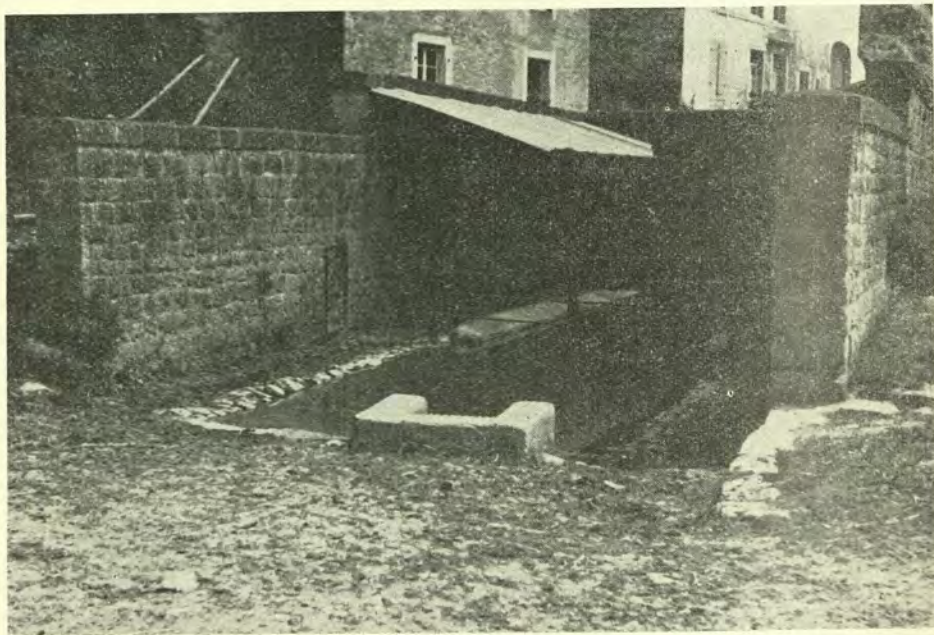


Abb. 3 — Eine der starken Quellen der Syre, gelegen im Dorf Syren auf der Verwerfung Hassel-Syren-Medingen.

obséquent, héritier de la vallée d'un ancêtre conséquent. Mais... l'Alzette supérieure a visiblement été capturée par l'Alzette moyenne".

Auf diese im grossen und ganzen sehr fraglichen Voraussetzungen basiert BAECKEROOT auch seine Betrachtungen über das Syretal und da dieses Tal im Bereich des vom Verfasser untersuchten Gebietes liegt, muss in diesem Zusammenhang näher darauf eingegangen werden.

Die Syre ist eine der bedeutendsten Nebenflüsse der Mosel auf luxemburgischem Gebiet. Sie entspringt aus einigen starken Quellen, gelegen im Dorf Syren und in ihrer unmittelbaren Umgebung, siehe Abb. 3. Die Quellen in Syren verdanken ihr Entstehen einer Verwerfung, welche von Weiler la Tour, über Hassel und Syren nach Medingen hinzieht. Auch die Quelle bei der Brüchermühle, stromabwärts von Syren, ist wahrscheinlich auf diese Verwerfung zurückzuführen. Weitere Quellen treten aus auf dem Niveau der Pylonotenschichten welche unmittelbar unterhalb des Luxemburger Sandsteins lagern und von dem Krombach angeschnitten werden, ebenso wie vom Bach der von Norden herzieht. Von Syren bis Moutfort fliesst sie in NO Richtung durch ein breites Tal, ausgeräumt im Luxemburger Sandstein. In der Talauflage steht Steinmergelkeuper an. Dieses Talstück wird von BAECKEROOT als *obséquent* bezeichnet.

Zwischen Moutfort und Münsbach fliesst die Syre hart am Lias-Steilrand entlang. Dieser Steilrand ist nicht durch Verwerfungen entstanden, so dass sie auf dieser Strecke als eine echte Cuesta zu bezeichnen ist. Das Talstück zwischen Moutfort und Olingen ist nach der Auffassung BAECKEROOTs *subéquent*. Dieser Untersucher hat weiter auf das geringe Gefälle ($2,50/100$) in dieser Talstrecke hingewiesen und auf die Krümmung des Syretals bei Betzdorf. Weiter stromabwärts nimmt das Gefälle zu.

Auf Grund dieser Beobachtungen kommt BAECKEROOT zu der folgenden Erklärung der Talgeschichte der Syre.

Das Tal stromaufwärts von Moutfort ist eine der markantesten Beispiele eines konsequenten Durchbruchtrichters (*entonnoir de percée conséquente*). Nicht nur die Talform, sondern auch der beim Eintritt des Trichters gelegene Witeschberg, ein Zeugenberg des Luxemburger Sandsteins, würden darauf hinweisen. Dieser schmale Trichter ist nur ein Teil des grossen Trichters, dessen Flanken durch die Lias-Steilränder von Schüttrange bis Syren und von Medingen bis zur Mosel gebildet werden. Die Zeugenberge Widenberg und Kreckelsberg in der Trichterweitung gehören zum topographischen Bild eines solchen konsequenten Durchbruchs. Die ehemalige Flussrichtung der Syre kann nach BAECKEROOT somit keine Andere als eine südwestliche gewesen sein. In dieser Richtung soll es früher eine Verbindung mit der Alzette gegeben haben, welche letztere dann damals der Korn zufloss (siehe oben). Statt dem Rhein soll das ganze Flusssystem der Maas angehört haben. Nach der Auffassung von BAECKEROOT ist die heutige nordöstliche Stromrichtung der Syre durch Anzapfung entstanden. Diese Anzapfung erfolgte durch regressive Erosion eines kleinen Seitenbaches der Mosel, der bei Mertert mündete. Die Krümmung im Syretal bei Betzdorf wird dann als Anzapfungsknie gesehen.

Gegen diese Interpretierung sind schwerwiegende Bedenken vorzubringen. Die vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen haben nicht die geringste Anweisung erbracht, die als Beweismittel für die Theorie einer früheren südwestlichen Strömungsrichtung der Syre gelten könnte. Zudem soll man sehr vorsichtig sein mit der Deutung einzelner typischer Talformen und Flusskrümmungen, da nicht jede Krümmung ein Anzapfungsknie darstellt.

Dem Oberlauf der Syre stromaufwärts von Moutfort wurde wegen seiner typischen morphologischen Gestalt besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Charakteristisch für dieses Tal ist hier seine Breite, Tiefe und der geradlinige Verlauf. Beim Dorf Syren, wo die Syre entspringt, hat das Tal bereits eine Breite von etwa 600 m. Stromabwärts nimmt diese Breite noch zu um bei Moutfort an der Cuestafront rund 1000 m zu erreichen. Ohne Zweifel gehört eine solche Talbreite im Ursprungsgebiet eines Flusses zu den seltenen Erscheinungen. Es kommt noch hinzu, dass auch die Tiefe des Tales von 60 bis 90 m ausserordentlich gross ist. Einen besonders schönen Ausblick über das Tal hat man auf dem Handtberg bei Syren, siehe Abb. 4. Die Talgehänge bestehen aus vielfach steilwandig abgebrochenem Luxemburger Sandstein, welcher hier stellenweise eine Mächtigkeit von über 50 m erreicht. Der Fluss hat bereits diese Sandsteinschicht durchschnitten und räumt jetzt sein Tal in dem grauen Steinmergelkeuper aus.

Seinen geradlinigen Verlauf verdankt das Syretal der oben erwähnten Verwerfung von Syren, welche in hercynischer Richtung streicht und auf der das Tal entstanden ist. Der Fluss verläuft hart an dieser Verwerfung entlang wo an mehreren Stellen Quellen austreten, wie bei Syren und Brüchermühle.

Aus der geologischen Karte geht hervor, dass eine zweite Verwerfung westlich von Syren parallel zur ersten über Contern nach Südwesten hinzieht, Abb. 5. Einen Querschnitt durch dieses Gebiet zeigt Abb. 6. Westlich der Verwerfung von Contern ist der Luxemburger Sandstein abgesunken, wie auch östlich der Verwerfung von Syren. Aus diesem Profil geht klar hervor, dass es sich hier um einen Horst handelt in dem die Syre ihr Tal ausgeräumt hat. Der Horst tritt jetzt also als eine morphologische Senke hervor und die abgesunkenen Teile als morphologische Horste. Es hat also eine Umkehrung des Reliefs stattgefunden, so dass von einer „obsequenten“ Anlage der Syre nicht die Rede sein kann. Ausserdem haben unsere



Abb. 4 — Überblick über das Syretal im Quellgebiet beim Dorf Syren.

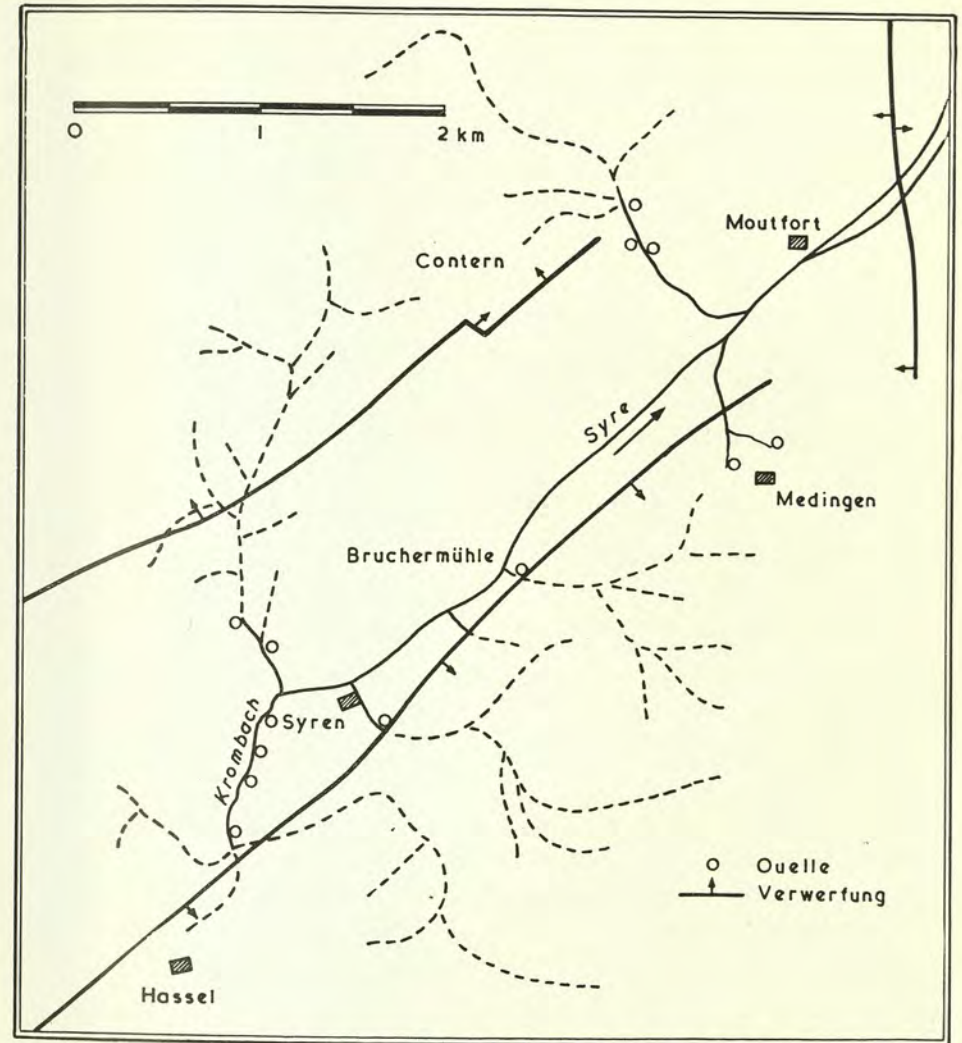


Abb. 5 — Das Quellgebiet der Syre zwischen Hassel und Moutfort.

Untersuchungen kein einziges Beweismittel für einen damaligen Syrelauf westlich oder südwestlich von Syren herangezogen. In dieser Richtung ist keine morphologische Senke oder Trockental der Ur-Syre nachzuweisen, während alte Flussabsätze der Syre in der Nähe der Dörfer Hassel und Weiler la Tour nirgends aufgefunden worden sind. In den Mergelböden der unteren und mittleren Lias (Fossilarme Tone, li⁴, und Margaritatus-Schichten in mergeliger Fazies, lm^{2a}), würden sich derartige Ablagerungen leicht erkennen lassen, besonders Quarz, aber auch Gerölle von Sandstein oder Muschelkalk.

Die jetzige Flussrichtung der Syre muss vom Anfang an bestanden haben und für die merkwürdige Talformentwicklung im Oberlauf sind einerseits die tektonischen Verhältnisse bestimmend gewesen und andererseits muss nicht nur der regressiven Erosion, sondern auch und besonders der Quellerosion eine bedeutende Rolle zugeschrieben werden. Im allgemeinen sind die Täler, welche den Luxemburger

Sandstein durchbrechen an mehreren Stellen schluchtartig geformt. Reichen aber die Täler bis in den tiefer gelegenen Keuper hinunter, so können sie sich leicht ausweiten, da der Keuper ein sehr lockeres Gestein ist; der Keuper und besonders der Steinmergelkeuper weist eine weitgehende Erosion und Abtragung auf, wie in der Nähe von z.B. Altlinster, Junglinster und Beidweiler beobachtet wird. Die ausgeräumten Täler bilden die Hauptdurchgangswege durch das Liasplateau, wie z.B. das mittlere Alzettetal (LUCIUS, 1948). Im Syretal zwischen Syren und Moutfort lässt

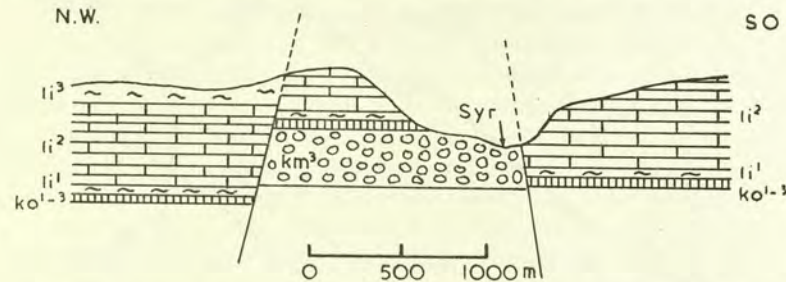


Abb. 6 — Geologisches Querprofil durch das Quellgebiet der Syre beim Dorf Syren. km³ = Steinmergelkeuper, ko¹-³ = Rhät, li¹ = Pylonoten-Schichten, li² = Luxemburger Sandstein, li³ = Mergel und Kalke von Strassen.

sich ähnliches beobachten. Auch hier hat die Syre den Luxemburger Sandstein durchbrochen und sich bereits in den Steinmergelkeuper eingeschnitten, so dass die Ausweitung des Tales in den Keupermergeln angefangen hat. Es soll aber bemerkt werden, dass wegen der Verwerfung von Syren die Ausweitung hauptsächlich in der Richtung des linken Ufers stattfindet. Am rechten Ufer stösst der Steinmergel an dem Luxemburger Sandstein, am linken Ufer hat die Ausweitung die Verwerfung von Contern noch nicht erreicht, siehe Abb. 6.

Dass der Quellerosion wirklich eine bedeutende Rolle zugewiesen werden muss, ergibt sich aus der unsymmetrischen Talform des Krombachs. Dieser Bach fliesst westlich des Handbergs bei Syren in der Richtung SSW-NNO und ist einer der Quellbäche der Syre. Sein Tal liegt etwa in der Streichrichtung der nach W oder SW einfallenden mesozoischen Deckenschichten. An dem zum Tal einfallenden Hang treten mehrere Quellen aus, während solche auf dem anderen, vom Tal wegfallenden Hang fehlen, siehe Abb. 7. Die wenig resistente Unterlage auf der Quellseite wird stark abgetragen von der Erosion des Quellwassers, so dass ganze Gesteinspakete abrutschen und sich steile Felshänge bilden. Der entgegengesetzte Hang ist viel weniger steil. In anderem Zusammenhang hat bereits LUCIUS (1948) auf diese Erscheinung der unsymmetrischen Täler hingewiesen.

Zusammenfassend ist also zu bemerken, dass ein ehemaliger Syrelauf westlich oder südwestlich von Syren nicht wahrscheinlich ist. Die Flussrichtung der Syre ist immer nordöstlich gewesen. Die immerhin merkwürdige Formentwicklung des Syretals beim Dorf Syren ist auf tektonische Verhältnisse und Quellwassererosion zurückzuführen.

Nach BAECKERROOT (1942) soll auch der Trintangerbach durch Anzapfung seine Flussrichtung umgekehrt haben. Das Trintangertal verläuft von Ersange bis Assel nach SO hart am Lias-Steilrand entlang. Von Assel fliesst der Bach via Bous in östliche Richtung und mündet bei Stadtbredimus in die Mosel. Nach der Auffassung dieses Forschers hätte der Bach ursprünglich nach NW geflossen und bei

Ersange in die Syre gemündet. Die Anzapfung erfolgte durch regressive Erosion eines kleinen Baches von der Mosel her. Das Anzapfungsknie meint BAECKERROOT bei Assel-Bous nachweisen zu können.

Für diese Annahme liegen keine Gründe vor. Der Trintangerbach ist ein ganz normaler Seitenbach der Mosel und es ist überhaupt nicht zu verstehen, warum dieser Bach ursprünglich nach NW hin angelegt worden sein soll. Wie bereits oben erörtert wurde, ist nicht anzunehmen, dass die Syre ursprünglich nach SW geflossen hat; mutatis mutandis gilt dasselbe für den Trintangerbach.

Der Trintangerbach ist jedoch ein schönes Beispiel eines Baches, der eine Anzapfung vorbereitet, worauf auch BAECKERROOT (1942) bereits hingewiesen hat. Der Bach hat ein starkes Gefälle und sein Tal, ausgeräumt in den lockeren Keupermergeln, unterliegt demzufolge einer kräftigen Erosion. Die grosse Quellmulde bei Ersange zeigt eine stark zerschnittene, fingerförmige Gestalt. Die Syre dagegen erodiert im Oberlauf nicht sehr stark. Die Talauie im Syretal liegt bei Moutfort in einer Höhe von rund 250 m, die im Trintangertal bei Ersange in 200 m Höhe und die Entfernung zwischen beiden ist kaum 2 km lang. Wenn durch rückwärts wirkende Erosion im Trintangerbach dieser 2 km breite Rücken durchbrochen sein wird, ist die Syre von ihrem Oberlauf beraubt und wird das Syrewasser von Moutfort an durch den Trintangerbach zur Mosel fließen.

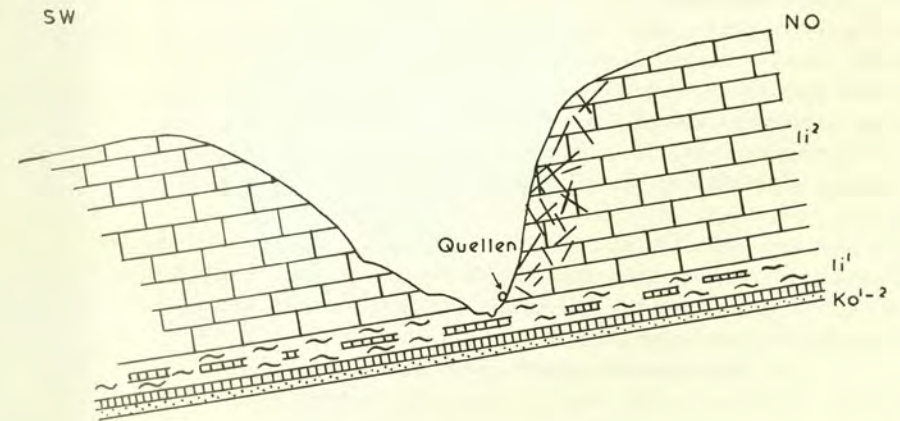


Abb. 7 — Unsymmetrische Talformen im Luxemburger Sandstein, durch Quellerosion verursacht. li² = Luxemburger Sandstein, li¹ = Pylonoten-Schichten, ko¹-² = Rhät. (nach Lucius, 1948)

Nicht nur der Trintangerbach, sondern auch ein Teil der übrigen Seitenbäche der Mosel, wie der Lenningerbach, Garbach und Donverbach zeigen die Tendenz sich rückwärts zu verlängern und das Plateau der Wasserscheide zwischen Mosel und Syre zu durchbrechen. Alle diese Bäche werden in Zukunft die Syre anzapfen und damit das Syretal in Segmenten aufteilen.

III EINZELBESCHREIBUNG DER TERRASSEN UND JÜNGEREN ABLAGERUNGEN

1. *Allgemeines*

Wie bei den meisten Mittelgebirgsflüssen schalten sich auch auf dem luxemburgischen Talhang der Mosel in verschiedenen Höhen zwischen dem heutigen Flusslauf und den jungtertiären Plateaubildungen mehrere Terrassen ein. Letztere tragen in den meisten Fällen eine Sand-, Lehm- und Geröllbedeckung in wechselnder Verbreitung und Mächtigkeit. Diese Terrassenfolge stellt in ihrem Aufbau ein unentbehrlicher Ausgangspunkt dar für die Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Mosel.

Zuerst sei der Begriff „Terrasse“ näher definiert. Es wird darunter verstanden, der Rest eines alten Talbodens, der den Fluss begleitet und im Gelände als eine meistens mehr oder weniger ebene Fläche erkennbar ist. Sie stellt eine bestimmte Phase in der Flussgeschichte dar (KREMER, 1954), nämlich die Endphase einer Aufschüttung mit nachfolgender Tiefenerosion, oder eine Phase mit wechselnder Seiten- und Tiefenerosion ohne bedeutende Aufschüttung. Im ersten Fall handelt es sich um eine Akkumulationsterrasse, während die Terrassen ohne einen mächtigen Schotterkörper sog. Erosionsterrassen sind. Fehlen die Schotter ganz, weil sie entweder niemals abgelagert oder durch die Erosion völlig abgetragen wurden, so tritt die Erosionsterrasse als Felsterrasse im Gelände hervor. Wie sich im folgenden noch zeigen wird, sind die Erosionsterrassen eine nicht seltene Erscheinung im luxemburgischen Moselgebiet, obwohl auch die Akkumulationsterrassen nicht ganz fehlen.

Wie aus der Definition der Terrasse hervorgeht, sind für die Rekonstruktion der Moseltalgeschichte, die horizontale Verbreitung und die Höhenlage der einzelnen Terrassen von grosser Bedeutung, dies unter der Voraussetzung, dass keine Terrassenverbiegung aufgetreten ist.

Es kann die Frage gestellt werden, ob es überhaupt möglich ist in einem derartig eng begrenzten Gebiet, wo zwar einige sehr schön erhaltene Terrassen nachgewiesen werden konnten, andererseits aber streckenweise jede Spur von Terrassen fehlt, genügend Daten zu sammeln, um eine Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des luxemburgischen Moseltales vorzunehmen. Der Verfasser meint jedoch mit der dieser Arbeit als Anlage beigegebenen Übersichtskarte diese Frage bejahend beantworten zu können, wobei er sich allerdings der offensichtlichen Tatsache bewusst ist, dass die durchgeführten Untersuchungen Lücken aufweisen und noch viele Einzelprobleme unerörtert lassen.

Auf der neuen geologischen Karte Luxemburgs im Massstab 1 : 25 000, Blatt 2 Remich und Blatt 4 Grevenmacher, sind zwar die wichtigsten Terrassenabsätze schon eingetragen, aber diese Kartierung gibt bestimmt kein Gesamtbild der Terrassenlagerung auf dem luxemburgischen Moseltalhang. Ausserdem ist, wie schon erwähnt, auch die Altersdeutung sehr einfach ausgeführt, da nur Verwitterung und Höhenlage der Terrassenablagerungen berücksichtigt wurden. Die hochlagernden, meistens stark verwitterten Gerölle wurden zum Tertiär, die tieflagernden, weniger stark verwitterten zum Pleistozän gestellt. Andere Kriterien für die Altersdeutung

wurden nicht angewendet. Nehmen wir dazu noch die zahlreichen tektonischen Verwerfungen in Betracht, die sich besonders in dieser Gegend anhäufen, so zeigt sich nicht nur, wie lückenhaft die Kenntnisse der Quartärsgeschichte dieser Gegend sind sondern auch wie kompliziert hier die geologischen und geomorphologischen Verhältnisse sind.

Auch die kleine Arbeit von FERRANT (1933) kann keinen Anspruch auf Vollständigkeit und Zuverlässigkeit machen, weil er nur einige kennzeichnende Terrassen beschrieben und als Kriterien für die Altersdeutung auch nur Verwitterung und Höhenlage angewendet hat. Ähnliches trifft für die Arbeit von RIGO (1935) zu.

Die erste Aufgabe der vorliegenden Arbeit war, durch Kartierung ein genaues und zuverlässiges Bild des Vorkommens und der Lagerung der verschiedenen Terrassen zu bekommen. Die Resultate sind in einer Übersichtskarte im Massstab 1 : 50 000 eingetragen, (siehe Beilage 1).

Wie schon betont, ist die Höhenlage einer Flussterrasse ein wichtiges Hilfsmittel bei der Erforschung der Entwicklungsgeschichte eines Flusses. Sie muss deshalb möglichst genau bestimmt werden. Nur in wenigen Fällen lassen sich die alten Talböden noch als durchlaufende morphologische Elemente im Gelände verfolgen. Meistens sind die Talgehänge von Nebenbächen zerschnitten und die alten Talböden in einzelnen Stücken auseinander gefallen bzw. stark zerstört. Aus diesen Resten von Terrassen müssen die verschiedenen Talböden rekonstruiert werden, wobei die Höhenlage ein wichtiges Hilfsmittel sein kann, sofern die Terrassen keine Verbiegung erlitten haben.

Für die Bestimmung der Höhenlage einer Terrasse sind zwei Methoden anwendbar. Erstens kann man die Höhe der Terrassenoberkante bestimmen. Dies geschieht am schnellsten aus der Isohypsenkarte. Diese Methode hat den Nachteil, dass man nie von vornherein weiss, ob man die ursprüngliche Terrassenoberkante erfasst, oder nur eine der durch nachherige Abtragung gebildeten Niveaus. Für eine exakte Parallelisierung der Terrassen ist es daher unumgänglich, nicht nur die Oberkante, sondern vor allem die Höhenlage der Terrassenunterkante zu bestimmen. Letztere ist, abgesehen von tektonischen Verbiegungen, als ursprünglich und unverändert zu betrachten und stellt daher im Gegensatz zur Terrassenoberkante ein einwandfreier Massstab dar. Leider ist es nicht immer einfach diese Terrassenunterkanten zu bestimmen. Oft gehen aufeinanderfolgende Terrassen praktisch unmittelbar ineinander über, oft sind sie mit mehr oder weniger Gehängeschutt bedeckt. Dazu fehlen vielfach gute Aufschlüsse und sind die Schotterkörper einiger weniger Terrassen so mächtig, dass man Tiefbohrungen zuhelfe ziehen müsste um die Unterkante genau zu lokalisieren.

Die Mehrzahl jedoch der im Untersuchungsgebiet aufgefundenen Terrassenkörper ist wenig mächtig, und besteht ausschliesslich aus einer dünnen Geröllbestreuung. D.h. bei dieser Mehrzahl der Terrassen fallen Ober- und Unterkante nahezu zusammen.

Da im Moselgebiet detaillierte Höhenmessungen vorliegen, durchgeführt im Rahmen der Zusammenstellung einer neuen topographischen Karte im Massstab 1 : 25 000, standen dem Verfasser in dieser Beziehung durchaus zuverlässige Daten zur Verfügung.

2. *Die einzelnen Terrassen und Niveaus*

Folgende Übersicht enthält die einzelnen Terrassen, ihre Verbreitung und

Höhenlage. Sie werden hier hauptsächlich beschrieben nach morphologischem Gesichtspunkt. Die Resultate der petrologischen Untersuchungen finden sich gesondert auf Seite 51 u. ff.

Die Terrassen und Niveaus werden im folgenden mit örtlichen geographischen Namen bezeichnet.

a. *Das Strombergniveau*

Der Stromberg liegt im äussersten Südosten des Landes zwischen den Dörfern Sierck und Schengen. Er hat eine langgezogene Form und wird an der Süd- und Ostseite von der Mosel umgangen. Er erhebt sich bis zu einer Höhe von 312 m ü.M., d.h. rund 160 m über dem heutigen Lauf der Mosel. Die höchstgelegenen Teile bilden eine Art von Plateau, das aus Nodosuskalkstein besteht, und besonders an der Südseite senkrecht abbricht.

Stellenweise, vor allem im SW und SO, werden auf diesem Plateau Schotterablagerungen angetroffen. Die westlichen Schotter liegen in etwa 300 m, die östlichen in etwa 305 m Höhe.

Die östlichen Schotterablagerungen, die heute eine Mächtigkeit bis zu 10 cm aufweisen, bestehen hauptsächlich aus Quarzgeröllen, und daneben aus Quarzit, Lydit/Radiolarit und Sandstein, während auch einzelne Granite aufgefunden werden. Der Schotter setzt sich zusammen aus verhältnismässig gut abgerundetem Material, in der Mehrheit mit einem Durchmesser bis zu 3 cm, einige wenige Quarz- und Quarzitgerölle zeigen Durchmesser bis zu 15 cm. Auf der geologischen Karte sind auf dem Strombergplateau tertiäre Verwitterungslehme eingetragen. Dieser Lehm soll sich im Neogen durch Verwitterung aus dem Nodosuskalkstein gebildet haben. In diesem lehmigen Boden befinden sich zwar an vielen Stellen durch Verwitterung gelöste Nodosuskalksteinblöcke, es ist jedoch nicht einzusehen aus welchem Grunde diesem Lehm ausschliesslich ein tertiäres Alter zuzuschreiben wäre. Auch die Möglichkeit, dass sich hier in jüngerer Zeit Material ganz anderen Ursprungs abgelagert hat, muss ins Auge gefasst werden. In diesem Zusammenhang sei auf das an anderem Orte über die Lehmbildungen gesagte hingewiesen, siehe Kapitel X.

Das Strombergniveau lässt sich westlich der zwischen Basse-Kontz und Schengen gelegenen Talung auf den hochgelegenen Teilen des dortigen Liasplateaus verfolgen.

Dass der Liasmergel und der Nodosuskalkstein etwa in derselben Höhe liegen, lässt sich nur aus der Annahme einer Verwerfung erklären. Die geologische Karte zeigt tatsächlich dass hier einige Verwerfungen hindurchziehen und die Liasmergel gegenüber dem Nodosuskalkstein abgesunken sind. Aus diesem Grunde muss die Talung tektonischen Ursprungs sein und ist sie nicht als ein ehemaliges Tal der Mosel zu sehen (LUCIUS, 1948).

Nicht nur tektonische, sondern auch morphologische Argumente sprechen gegen die Auffassung, als wäre die Talung ein altes Moselbett, denn via diese Talung ist die Entfernung zwischen Basse-Kontz und Schengen bedeutend geringer als via das gegenwärtige Moseltal östlich um den Stromberg herum. Und wenn man dann bedenkt, dass die Talung in weniger resistentem Gestein (Pseudomorphosenkeupermergel) liegt, während die Mosel in ihrem Lauf östlich des Stromberges den resistenten Nodosuskalkstein und Trochitenkalkstein durchbrochen hat, erscheint es als sehr unwahrscheinlich, dass die Mosel jemals eine solche, leicht auszuräumende Talung für ihr heutiges Tal verlassen hätte. Daher muss angenommen werden,

dass die Talung in ihrer Anlage tektonisch begründet ist und ihre heutige morphologische Gestalt durch Ausräumung bekommen hat. Aus demselben Grunde kann geschlossen werden, dass die morphologische Gestaltung der Talung erst nach der Ausbildung der Strombergterrasse stattgefunden hat.

Sowohl vom SW als vom NO her wird die Talung noch heute durch die regressive Erosionswirkung der Bäche beiderseits der Wasserscheide weiter ausgeräumt.

Merkwürdigerweise ist nun vom Verfasser gerade an dieser Wasserscheide eine allerdings dünne Bestreuung von Moselschottern vorgefunden, die besonders am Fuss des Strombergs sehr ausgeprägt ist, obwohl sie auch am Fuss des Lias-Steilrands noch anweisbar ist.

Die Anwesenheit dieser Gerölle, die in einer Höhe von 200 m ü.M. absolut, und 50 m relativ liegen, könnte man zu erklären versuchen, indem man die Gerölle als sekundäre Ablagerung betrachtet. Sie wären dann Denudationsmaterial der Strombergterrasse. Wie aus der petrologischen Beschreibung der Terrassenschotter auf Seite 69 hervorgeht, ist diese Theorie nicht haltbar.

Eine zweite Erklärung ist die, dass es sich hier um eine primäre Ablagerung handelt, abgesetzt bei gelegentlichem Hochwasser der Mosel. Man muss dann davon ausgehen dass zu jener Zeit der Moseltafboden bedeutend höher gelegen hat als heute, weil sonst das Schottermaterial schwerlich bis zur Wasserscheide hinauf hätte transportiert werden können. Dies impliziert, dass die Geröllbestreuung wahrscheinlich abgelagert worden ist im Jung Pleistozän.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass das Strombergniveau ein ehemaliger Moseltafboden repräsentiert. Die westlich des Stromberges gelegene Talung ist kein Trockental der Mosel, sondern eine in der Anlage tektonisch begründete Talung, deren morphologische Gestaltung durch Ausräumung erfolgt ist.

b. *Das Niveau von Burmerange*

Nordwestlich des Strombergniveaus erstreckt sich das schwachwellige Liasplateau, das man auf den ersten Blick nicht gleich für eine ehemalige Talaue halten würde. Wie schon bei der Beschreibung der Liascuesta bemerkt, besteht dieses Plateau aus der mergeligen Fazies des Hettangiens; seine Oberfläche neigt im Süden beim Stromberg in westlicher und weiter nach Norden bei Elvange in mehr südwestlicher Richtung, d.h. die Neigungsrichtung ist von der Mosel abgewendet.

Auf diesem Plateau kommen südöstlich von Burmerange stellenweise in unmittelbarer Nähe des Lias-Steilrandes Geröllablagerungen vor, die darauf hinweisen, dass hier ein ehemaliger Talboden der Mosel vorliegt. Diese Gerölle befinden sich auf dem westlichen Hang etwas unterhalb der Erhöhung Loosen (304 m ü.M.) und ferner etwa 1 km südlich auf den Konzer Theilen.

An diesen Stellen findet man auf der geologischen Karte (Blatt 2 Remich) neogene Lehme (d²). Vom Verfasser wurden hier anstatt neogener Lehme Gerölle vorgefunden, die wahrscheinlich ein verarmter Schotterkörper darstellen.

Beschränken wir uns zunächst auf das Gebiet von Loosen so stellt sich heraus, dass sich hier auf einem verhältnismässig eng begrenzten Gebiet in einer Höhe von 275–285 m ü.M. eine dünne Geröllbestreuung befindet, deren Komponenten mässig grob und relativ gut abgerundet sind. Es finden sich darunter viele Gerölle mit einem Durchmesser von 5–8 cm. Auffallend ist die grosse Anzahl von Quarzgeröllen, die infolge ihrer Eisen-oxydhaut gelblich gefärbt sind.

Neben Quarzen finden sich Quarzit- und einige wenige Lydit-Radiolaritgerölle.

Diese dünne Geröllbestreuung lagert auf einem mergeligen Boden, in dem zahlreiche Verwitterungsblöcke des Liaskalksteins und Fossile (*Gryphea arcuata*) angetroffen werden. In östlicher Richtung steigt das Plateau an bis Loosen, wo es seine grösste Höhe erreicht (304 m ü.M.). In dieser Richtung werden die Geröllvorkommen weniger häufig um auf der Erhöhung Loosen nahezu zu verschwinden. Hier wurden vom Verfasser nur einige wenige Quarze gefunden und zwar merkwürdigerweise darunter auch einige Granite, deren Vorkommen in so grosser Höhe über dem heutigen Flussbett der Mosel bis jetzt nicht oder nur ausnahmsweise festgestellt werden konnte. Die Anwesenheit mehrerer dieser typischen Moselgesteine auf dieser Höhe beweist, dass hier ein ehemaliger Talboden der Mosel vorliegt.

Dass die Geröllbestreuung heute nach Westen, d.h. abwärts intensiver ist kann durch Denudation und Solifluktion („Erdfliessen“) erklärt werden.

Getrennt von dieser Geröllbestreuung bei Loosen, wird etwa 1 km nach Süden bei Konzer Theilen ein zweites Geröllvorkommen angetroffen, gleichfalls in etwa 275 m Höhe ü.M. Nach der geologischen Karte müssten sich hier wie bei Loosen neogene Lehme befinden. Auch hier werden jedoch verwitterte Liaskalksteine und Fossile (*Gryphea arcuata*) in einem mergeligen Boden angetroffen, so dass angenommen werden muss, dass es sich hier um einen normalen Liasverwitterungsboden handelt. Zwischen diesem Verwitterungsmaterial finden sich zerstreute, gutabgerundete, manchmal faustgrosse Quarzgerölle, die infolge ihrer Eisenoxydhaut gelblich gefärbt sind.

Vollständigkeitshalber müssen in diesem Zusammenhang noch die Geröllvorkommen auf dem linken Ufer des Altbachs bei Emerange erwähnt werden. Hier zeigt die geologische Karte neogene Lehme mit Geröllen. Vom Verfasser wurde dort tatsächlich eine Geröllbestreuung vorgefunden, die jedoch wenig ausgeprägt war. Wo hier ausserdem mehrere „*Terra sigillata*“ angetroffen wurden, die auf die Anwesenheit einer alten römischen Niederlassung hinweisen, von denen es bekanntlich in dieser Gegend viele gegeben hat, erscheint es kaum zulässig, über die Herkunft dieser Gerölle Betrachtungen anzustellen.

c. Die Niveaus bei Schengen

Beim Dorf Schengen sind auf geringer Höhe über dem Fluss zwei verschiedene Niveaus anweisbar, deren plateau-artiger Charakter den Eindruck alter Talböden erweckt. Das eine Niveau Rodreiser genannt, liegt westlich von Schengen in einer Höhe von etwa 200–210 m ü.M. (etwa 50–60 m über der Mosel). Dieses Niveau ist als die Fortsetzung der westlich des Stromberges gelegenen Talung zu betrachten und besteht dementsprechend aus Pseudomorphosenkeupermergeln. Auch bei eingehender Untersuchung seiner Oberfläche konnten keine alten fluviatilen Moselablagerungen festgestellt werden, so dass in diesem Niveau ein alter Moselaltpoden nur vermutet werden kann. Da das Niveau im Süden und Norden begrenzt wird von parallel zu einander verlaufenden Verwerfungen, muss die Möglichkeit berücksichtigt werden, dass hier Bodenbewegungen stattgefunden haben. Wo dasselbe 200 m hohe Niveau jedoch auch an anderen Stellen vorkommt und zwar als einwandfrei nachgewiesene Terrasse, ist die Vermutung naheliegend, dass Bodenbewegungen für die Entstehung dieses Niveaus nicht ausschlaggebend gewesen sind. Es handelt sich hier wahrscheinlich um eine Erosions- oder Felsterasse.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass sich bei Sehndorf im Saarland, auf

der gegenüberliegenden Seite der Mosel, eine Fortsetzung dieses Niveaus befindet, und zwar auf dem Krekelberg. Letzterer ist stark abgeplattet und auf seiner in etwa 220 m Höhe gelegenen oberen Fläche liegt ein bedeutender Schotterkörper (sich geologische Karte, Blatt 2 Remich).

Ein zweites Niveau findet sich nördlich von Schengen, das sog. Raederbergniveau. Geologisch wird dieses Niveau durch eine von SW–NO ziehende Verwerfung aufgeteilt in einem nördlichen aus Pseudomorphosenkeuper bestehenden und einem südlichen Teil der aus Hauptmuschelkalk zusammengesetzt ist. Morphologisch jedoch bildet der Raederberg ein schönes ebenes Niveau, in einer Höhe von 160 m ü.M. (etwa 10 m über der Mosel).

Auf diesem Niveau wurden überhaupt keine Moselablagerungen gefunden, so dass auch hier direkte Beweise für eine ehemalige Anwesenheit der Mosel fehlen. Offenbar liegt auch hier eine Erosionsterrasse vor. Jenseits des Flusses bei Sehndorf findet man dieses 160 m Niveau im Hauptmuschelkalktalhang wieder, wo es als ausgeprägte Akkumulationsterrasse erscheint. (sich geologische Karte). Dort sind nämlich ausgedehnte Schotterablagerungen verzeichnet.

Da obengenannte Verwerfungen auch dieses Niveau begrenzen, darf auch hier die Möglichkeit eventueller Bodenbewegungen nicht ausserachtgelassen werden. Hierüber stehen jedoch keine Daten zur Verfügung.

d. Die Niveaus von Schwesingen - Wintrange

Bei diesen Dörfern ist die Moselaltpwand stark durch Erosionsrinnen zerschnitten.

In dieser Talwand befinden sich jedoch zwei flache Plateaureste, die schon auf den ersten Blick den Eindruck erwecken, dass sie eine ehemalige Talaue der Mosel repräsentieren. Diese Niveaus tragen die resp. Namen Felzberg und Auf Plohen.

Der Felzberg ist ein alleinstehender Berg, aufgebaut aus Keupermergeln und einer aufliegenden Rhätsandsteinkappe, welche etwa bis 20 m mächtig ist. Die Oberkante dieser Kappe liegt in etwa 265 m Höhe (d.h. etwa 115 m über der Mosel). Westlich des Felzberges finden wir diesen Rhätsandstein wieder im Liascuestarand, und zwar als eine unter dem Liasmergel hindurchziehende Schicht. Der Felzberg ist somit als ein Zeugenberg des Rhäts zu betrachten.

Die Entstehung des sandigen Bodens auf dem Felzbergplateau ist ausschliesslich auf Verwitterung seiner Rhätsandsteinkappe zurückzuführen, während die Mosel hier keine nachweisbaren sandigen Ablagerungen zurückgelassen hat. Stellenweise befinden sich nämlich an der Nordseite des Berges in diesem Sandstein kleinere Aufschlüsse, die überdeutlich zeigen, dass der Sand sich unmittelbar aus dem Rhät bildet.

Da auch bei genauer Untersuchung im Gelände keine Moselablagerungen aufgefunden wurden, liegt die Annahme auf der Hand, dass hier eine Denudationsterrasse oder eine Erosionsterrasse vorliegt.

Durch eine tiefe Erosionsrinne vom Felzberg getrennt liegt in nordwestlicher Richtung das Plateau Auf Plohen. Dieses Plateau weist denselben Aufbau auf wie der Felzberg, nur befinden sich auf dem höchstgelegenen, südlichen Teil seiner Sandsteinkappe an einer Stelle rote Tonreste des Rhäts. Das Plateau liegt in etwa 280 m ü.M. (d.h. etwa 130 m über der Mosel). Es ist kein Zeugenberg des Rhäts, da seine Rhätsandsteinkappe durch einen schmalen Streifen mit dem am benachbarten Liascuestarand hervortretenden Rhätsandstein verbunden ist.

Vor allem auf der Nordseite des Plateaus wird ein ziemlich bedeutendes Geröll-

vorkommen angetroffen, das nicht auf der geologischen Karte eingetragen ist. Diese Gerölle haben einen mittleren Durchmesser von etwa 2–3 cm, während einige wenige Stücke Durchmesser bis zu 8 cm aufweisen.

Aus der Anwesenheit dieses Geröllvorkommens darf nicht ohne weiteres geschlossen werden, dass die Mosel hier Material abgelagert hat. Denn bekanntlich ist der Anfang des Rhäts oft durch ein Basalkonglomerat gekennzeichnet und es wäre nicht undenkbar, dass an Stellen wo der Rhätsandstein weitgehend abgetragen worden ist, ein derartiges Basalkonglomerat bei der Bearbeitung des Bodens zutage gekommen wäre.

Im folgenden aufgeführte petrologische Untersuchungen (siehe Seite 60) beweisen jedoch, dass es sich hier nicht um verwittertes Basalkonglomerat, sondern um eine Moselablagerung handelt.

Die Möglichkeit, dass dieses Geröllvorkommen hierhergeführt wäre durch Denudation von höhergelegenen Terrassen kann ausgeschlossen werden aus dem Grunde, dass die Ablagerung vollkommen isoliert daliegt. Auch das Plateau auf Plohen muss demnach als eine ehemalige Flussebene der Mosel gesehen werden.

Auf dem Liasplateau weiter nach SW in der Nähe von Elvange-les-Burmerange lässt sich das 280 m Niveau deutlich verfolgen. Schotterablagerungen wurden hier jedoch nirgends aufgefunden. Auch in nördlicher Richtung, wo das Plateau der Liasmergel bis zu einer Höhe von etwa 300–310 m (Gleicht und Ahnefeld) ansteigt, fehlt jede Spur von Moselschottern.

e. Die Niveaus bei Wellenstein – Bech-Kleinmacher

Beim Dorf Wellenstein sind einige Reste des 200 m Niveaus nachgewiesen. Wie schon erwähnt, ist der Lias-Steilrand hier stark zerschnitten. Wellenstein liegt in einer dieser weit nach Westen vorgedrungenen Zerschneidungen und wird an der Nord- und Südseite durch Keupermergelrücken begrenzt. Diese schmalen Rücken erstrecken sich in nordöstlicher Richtung bis an Bech-Kleinmacher, wo sie ziemlich steil zur Moseltalau abfallen. Ihre flachen Oberkanten neigen schwach zum Fluss hin. Der nördliche Rücken trägt, wie die geologische Karte zeigt, eine Schiffsandsteinkappe und sieht auch infolge seiner flachen Oberkante, wie eine Terrasse aus. Schotterablagerungen jedoch wurden hierauf an keiner einzigen Stelle aufgefunden, so dass es sich hier wahrscheinlich um eine Denudationsterrasse handelt. Es sei aber bemerkt, dass stromabwärts dieses 200 m Niveaus sehr schön ausgeprägt ist als Akkumulationsterrasse (siehe unten). Dort liegt es nicht wie hier auf wenig resistenten Keupermergeln, sondern auf dem Hauptmuschelkalk, der durch seine Widerstandsfähigkeit die Terrassen besser erhalten hat. Obwohl das betreffende Niveau bei Wellenstein heute den Eindruck einer Denudationsterrasse macht, muss doch die Möglichkeit offengelassen werden, dass es eine Erosionsterrasse der Mosel ist. Auch an der anderen Seite des Flusses im Saarland tritt das 200 m Niveau als Terrasse im Gelände hervor, wie z.B. bei Besch, wo die Talwand in einer Höhe von etwa 200 m eine Verflachung aufweist. Nach der geologischen Karte sollen sich darauf Schotterablagerungen befinden. Diese Schotter lagern jedoch auch hier auf Hauptmuschelkalk und sind aus diesem Grunde weniger der Erosion und Denudation zum Opfer gefallen.

Auf das 300 m Niveau westlich von Wellenstein wurde bereits hingewiesen; auch das Fehlen von Geröllen auf dem Plateau Gleicht wurde schon erwähnt. Dieses Plateau lässt sich in nordöstlicher Richtung verfolgen bis über den Scheuerberg, dessen flache Oberkante in einer Höhe von etwa 295 m liegt.

Auf den ersten Blick würde man in diesem Niveau eine Moselterrasse vermuten. Nicht nur seine morphologische Gestalt, sondern auch der stark sandige Boden und die Geröllvorkommen unterstützen diese Vermutung.

Bei genauer Betrachtung stellt sich jedoch heraus, dass der sandige Boden von Verwitterung des Rhätsandsteins herrührt, der den Scheuerberg wie eine Kappe bedeckt (siehe die geologische Karte). In diesem sandigen Boden wurden viele kleine Rhätsandsteinstücke aufgefunden. Weitere Schlussfolgerungen lassen sich aus der Art der stellenweise im sandigen Boden angetroffenen Gerölle ziehen. Diese Gerölle finden sich sehr zerstreut, sind jedoch an der Nordseite des Berges am Plateaurande etwas häufiger. Sie bestehen zum grössten Teil aus schwarz gefärbten bis 2 oder 3 cm grossen Quarzen oder quarzitären Gesteinen, während auch einige wenige weisse Milchquarze aufgefunden wurden. Diese Gerölle sehen genau so aus wie die ausverwitterten Gerölle des Rhät-Basalkonglomerats, wie diese in anstehenden Schichten beim Stromberg und auch bei Junglinster gefunden werden. Nach Auffassung des Verfassers handelt es sich auch bei den Geröllen auf dem Scheuerberg, wenn nicht ausschliesslich, so doch jedenfalls hauptsächlich, um Rhätkonglomerat. Darauf weisen auch einzelne zusammengekittete Gerölle hin. Am wahrscheinlichsten ist es somit, dass das Scheuerbergplateau eine Denudationsterrasse darstellt.

Auch auf dem Steinmergelkeuperplateau Linnehöhe das nördlich des Scheuerbergs in einer Höhe von 255 m ü.M. liegt, sind keine Moselschotter aufgefunden worden.

Da auf obengenannten Niveaus jegliche Reste von Moselschottern fehlen, können keine Beweismittel dafür angeführt werden, dass diese Niveaus alte Moseltalböden repräsentieren. Aus morphologischem Gesichtspunkte jedoch ist man geneigt diese ebenen Flächen als Moselterrassen zu sehen.

f. Die Niveaus von Remich

In unmittelbarer Nähe dieses typischen Moselstädtchens erstrecken sich bis an Stadtbredimus einige Niveaus, die wegen ihrer morphologischen Gestalt und Schotterbedeckung als ausgeprägte Moselterrassen zu bezeichnen sind.

Bei dieser Stadt ragt der Hauptmuschelkalk empor (Sattel von Remich), in dem die Mosel ihr Tal eingeschnitten hat. Aus der Talweitung oberhalb Remich tritt der Fluss somit unvermittelt in ein schluchtartiges Tal mit etwa 30 m hohen Wänden. Auf diesem Hauptmuschelkalk lagert eine verhältnismässig dünne Schicht von Pseudomorphosenkeupermergeln, die nordwestlich von Remich in einer Höhe von etwa 200–210 m ü.M. eine mehr oder weniger ebene Fläche bilden. Dieses Niveau geht allmählich oder stellenweise sogar mit einem mehr oder weniger ausgeprägten Gehängeknick über in das 170 m Niveau, das unmittelbar über dem heutigen Flussbett liegt.

Das 210 m Niveau findet sich an mehreren Stellen westlich von Remich, wie z.B. an beiden Ufern des Albachs zwischen Bous und Stadtbredimus. Besonders auf Kammfuhr ist der Schotterkörper gut erhalten.

Am Pfad, der von Remich nach NW zieht, ist unmittelbar vor der westlichen Erosionsrinne die Basis der Terrasse aufgeschlossen. Am Einschnitt des Pfades lässt sich beobachten wie das Terrassenmaterial in einer Mächtigkeit von etwa 2 m auf dem Pseudomorphosenkeuper lagert. Das Material besteht hauptsächlich aus braunem Lehm mit dünnen Geröll- und Sandschichten. Im Wald sind die Gerölle häufig, und dort bestehen sie im allgemeinen aus feinen Quarzen.

In südwestlicher Richtung ausserhalb des Waldes ist der Schotterkörper aus sehr groben Geröllen zusammengesetzt. Ein Schotterrest ist ferner noch erhalten auf dem schmalen Riedel westlich der Erosionsrinne, die nach Stadtbredimus gerichtet ist, sei es auch, dass dieser Rest viel weniger ausgeprägt ist.

Das zweite Niveau bei Remich lagert auf dem Hauptmuschelkalk in einer Höhe von 170–175 m ü.M. (d.h. 25–30 m relativer Höhe) und lässt sich von Remich an beinahe bis Stadtbredimus verfolgen. Jenseits der Mosel bei Palzem ist dieses Niveau sehr schön erhalten. Auch dort ragen etwa 30 m hohe, nahezu senkrechte Hauptmuschelkalkwände empor, an deren Oberkante sich in einer Höhe von 170 m ü.M. eine ebene Fläche erstreckt, auf der nach der geologischen Karte Moselschotter lagern. Dieses Niveau neigt allmählich über dem Mäandersporn von Palzem zum Fluss hinunter.

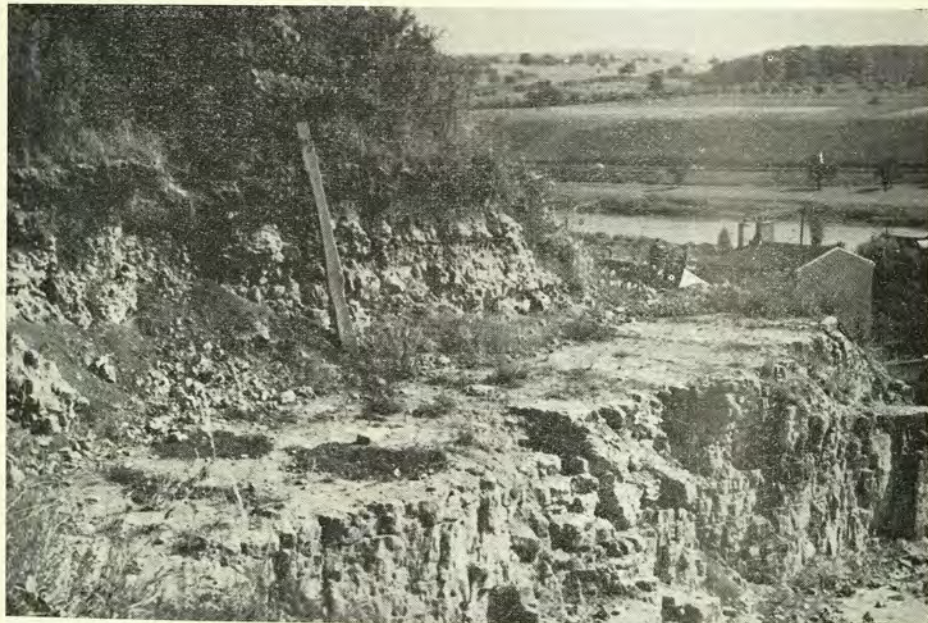


Abb. 8 — Die geringmächtigen Terrassenablagerungen bei Remich von Hauptmuschelkalk unterlagert. Im Hintergrund das schön ausgebildete Terrassenniveau von Palzem auf der deutschen Talseite.

Das vorliegende Niveau kann am besten bei Remich oberhalb der Kellereien „Cave de St. Remy“ und „Cave de St. Martin“ untersucht werden, denn hier ist stellenweise die Terrassenbasis aufgeschlossen. (Abb. 8). Im Profil zeigt sich folgendes:

Auf dem nahezu horizontal geschichteten Hauptmuschelkalk lagern die bunten Keupermergel (ku¹), die hier typisch hellgrau gefärbt sind und eine Mächtigkeit von etwa 0,60 m aufweisen. Diese Mergel sind mit einer dünnen Schicht Grenz dolomit (ku²) — 0,10 bis 0,20 m dick — bedeckt, worauf Terrassenmaterial in einer Mächtigkeit von etwa 0,80 m lagert. Dieses Material besteht hauptsächlich aus braunem Flusslehm, der mit Sand- und Geröllschichten durchsetzt ist. Die Gerölle sind an der Terrassenbasis ziemlich fein, nehmen jedoch nach oben im Profil bedeutend in Grösse zu (bis 15 cm im Durchschnitt).

Im allgemeinen ist das Material wenig abgerundet und teilweise aus eckigen Quarziten zusammengesetzt. Der Hauptbestandteil jedoch ist Quarz, während ferner Sandsteine, Lydite, Kalkoolithe und Granite vorgefunden werden. Merkwürdigerweise wurde kein Gneiss angetroffen. Das Fehlen dieses Gesteins in dem Schotter der Maasterrassen in den Niederlanden wurde bereits durch VAN STRAATEN (1946) als auffallend bezeichnet.

Vom Fluss hinauf steigt das 170 m Niveau bis zu einer Höhe von etwa 180 m an. Die Mächtigkeit des Terrassenmaterials ist hier gering und beträgt oft nicht mehr als einige wenige Dezimeter. Hieraus kann gefolgert werden, dass die Terrassenunterkante zur Zeit ihrer Bildung keine horizontale ebene Fläche gewesen ist. Auch QUIRZOW (1956) hat vor kurzem noch auf an der Basis der Rheinischen Hauptterrasse bestehende Reliefunterschiede hingewiesen, die sich in dem Braunkohlentagebau der Ville bis zu 10 m beobachten lassen.

Dieses 170 m Terrassenniveau ist auch weiter nach Norden oberhalb der Kellerei „Cave de St. Martin“ sehr schön ausgeprägt. Das Terrassenmaterial ist sandig-lehmig mit vielen Geröllen, die einen Durchmesser bis zu 15 cm erreichen können. Abgesehen von diesen groben Geröllen sind Durchmesser von 2–3 cm vorherrschend.

Vom Fluss ab lässt hier jedoch die Geröllbedeckung an der Oberfläche allmählich nach. Aus oberflächlichen Handbohrungen hat sich aber ergeben, dass sich auch weiter vom Fluss entfernt und auf den höchsten Teilen der Terrasse stellenweise gleich unter der Oberfläche Geröllablagerungen befinden. In der Nähe des Schlosses Buschland kamen in kleinen Profilgruben in einer Tiefe von 0,5 m ebenfalls Gerölle zutage.

In nördlicher Richtung bis Stadtbredimus senkt sich dieses Niveau etwa 20 m und man findet dort an beiden Seiten des Albachs in einer Höhe von ca 150 m ü.M. Moselschotter. Diese Schotter bestehen vor allem aus Quarz und Quarzit, während dazwischen Sandsteine, Lydite und relativ viele Granite aufgefunden wurden. Hinter der Kellerei von Stadtbredimus sind die Gerölle zu einem festen Konglomerat verbacken. Auf dem rechten Ufer sind die Gerölle mehr oder weniger häufig und teilweise sehr grob. Steine mit einem Durchmesser bis 15 cm sind nicht selten, obwohl 2–3 cm vorherrscht.

Besonders muss hier noch auf den südlich von Stadtbredimus auf dem 150 m Niveau liegenden Quarzitblock hingewiesen werden, der ortsfremd ist. Im benachbarten Gebiet das nur aus Hauptmuschelkalk und Keuper aufgebaut ist, steht dieser Quarzit nirgends an. Ähnliche Quarziten kommen in der Taunusquarzitbarre im Moselbett bei Schengen vor. Die hiesige Anwesenheit dieses 1–2 m³ grossen Blocks rührt wahrscheinlich aus der Glazialzeit her. Die Vermutung liegt nahe, dass der Block im Eis eingefroren und hierher transportiert worden ist.

g. Die Niveaus bei Greiveldange

Bei Stadtbredimus liegt auf dem linken Ufer des Albachs das flache Plateau des Wingerbergs, der aufgebaut ist aus Keupermergeln. Auf diesem 210–215 m hohen Niveau wurde kein Schottermaterial angetroffen. Obwohl somit hier das Vorliegen eines alten Moselalbodens nicht aus dem Vorkommen von Schotterablagerungen bewiesen werden kann, ist dieses Plateau höchstwahrscheinlich als die Fortsetzung des obengenannten 200 m Niveaus von Remich zu betrachten. Nach Greiveldange hin steigt das Plateau allmählich bis zum Primerberg an, wo es eine Höhe von 230–235 m erreicht. Auch auf diesem Primerberg liegt kein Schottermaterial.

Der Primerberg geht im NO über in das Hambuschplateau bei Greiveldange. Letzteres liegt zum Fluss neigend in 220–190 m Höhe ü.M. und besteht wieder aus Keupermergeln, mit an der Basis Hauptmuschelkalk. Auf diesen Keupermergeln lagert eine zum Fluss hin an Mächtigkeit zunehmende Schotterablagerung. Wo dicht am Fluss der Hauptmuschelkalk als Steilwand abfällt und das Plateau begrenzt, liegt der Schotter stellenweise einige Dezimeter angehäuft. Das Schottermaterial ist wenig grob, ziemlich gut abgerundet und weist hier und da einzelne Durchmesser bis zu 8 cm auf.

Die Terrassenunterkante ist in etwa 190–195 m Höhe gelegen, was ungefähr mit dem stromaufwärts befindlichen Niveau bei Remich übereinstimmt. Dies ist in sofern merkwürdig als der Hambusch und der Primerberg zusammen einen Horst bilden und man aus diesem Grunde erwarten sollte, dass das Niveau sich infolge tektonischer Bewegungen gehoben haben würde.

Auf dem Mändersporn Ham bei Greiveldange sind noch zwei Niveaus nachweisbar. Dieser Mändersporn ist ausgesprochen asymmetrisch geformt. Südlich ragt der Hauptmuschelkalk bis zu 30 m senkrecht empor, während der Sporn nach N und NO eine zum Fluss geneigte, mit Sand und Geröllen bedeckte Fläche zeigt.

Im Süden, unmittelbar über dem Hauptmuschelkalkrand liegt ein etwa 175 m hohes langgezogenes Plateau das im Westen mit dem Hambuschplateau verbunden ist. Dazwischen zieht sich allerdings die Verwerfung hin, die den Horst von Primerberg-Hambusch nach Osten begrenzt. Auf diesem 175 m Niveau liegt sehr viel verhältnismässig grobes Schottermaterial und zwar in einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern.

An der Nordseite des Mändersorns Ham liegt ein zweites Niveau in einer Höhe von etwa 150 m ü.M. (d.h. etwa 5–8 m über dem Fluss). Es zieht sich als etwa 1000 m langer Streifen am Fluss entlang. Örtlich besteht der Boden aus reinem Flusssand, der in kleinen Gruben gewonnen und von der Bevölkerung zu Bauzwecken u.s.w. verwendet wird. In einigen dieser Sandgruben treten auch Geröllschichten zutage. Diese Gerölle sind verhältnismässig grob und eckig und weisen vielfach Durchmesser von 8–10 cm auf. Auffallend sind die Kalksteine (Hauptmuschelkalk) und die sehr kantigen Sieckerquarzite, während dazu Granitgerölle eine relativ wichtige Komponente dieser Schotter bilden.

h. Die Niveaus von Greiveldange–Ehnen

Zwischen Greiveldange und Ehnen erstreckt sich unmittelbar am Fluss entlang ein schmaler Plateaurücken, dessen Geröllüberdeckung ihn ohne weiteres als Moselterrasse kennzeichnet. Im Westen wird dieses Plateau abgegrenzt durch den Graben zwischen Mondorf und Machtum. Das Plateau findet seinen höchsten Punkt auf dem flachen Stirzenberg in 233 m Höhe ü.M. Zur Mosel hin, neigt es sich bis auf etwa 225 m ü.M. und dort befindet sich ebenfalls eine Verflachung. Auf den Keupermergeln dieses Plateaus wird eine Geröllablagerung von wechselnder Mächtigkeit angetroffen.

Auf dem Stirzenberg fehlen diese Gerölle nahezu vollständig, ausser an der Nordseite, wo sie als dünne Bestreuung liegen. Letztere sind ziemlich fein, d.h. haben Durchmesser von maximal 2 cm. Hauptsächlich liegen Quarze und Quarzite vor, doch daneben fällt in diesem Schottermaterial der hohe Granit- und Kalkoolithgehalt auf.

Zum Fluss hin verstärkt sich die Geröllablagerung um z.B. auf dem Mestesch-

berg in einer Mächtigkeit von einigen Dezimetern aufzutreten. Hier sind die Schotterpartikel grösser; häufig finden sich Durchmesser von 5–6 cm und auch Durchmesser bis zu 12 cm sind stellenweise nicht selten. Die Gerölle und insbesondere die Quarzite weisen eine deutliche Eckigkeit auf.

Vom Stirzenberg nach Norden senkt sich das Plateau leicht bis Bidelt (225 m ü.M.) wo kaum Gerölle gefunden werden. Dort besteht der Boden aus einer Mischung von Sand und Lehm. Auf dem nördlichen und nordwestlichen Teil von Bidelt wurde ein Schottervorkommen angetroffen, das eine bemerkenswerte Verschiedenheit in der Grösse seiner Komponenten zeigte. Stellenweise fanden sich Quarzite bis zu 12 cm Durchmesser. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt maximal einige Dezimeter, an den meisten Stellen jedoch ist sie bedeutend weniger.

i. Die Niveaus von Ehnen–Wormeldange

Das Niveau von Greiveldange-Ehnen lässt sich nach Norden im kleinen Plateau Burg verfolgen, das zwischen dem Lenningerbach und dem Garbach nordwestlich von Ehnen in einer Höhe von 228 m ü.M. liegt. Quer durch dieses Keupermergelplateau zieht sich die östliche Verwerfung des Grabens zwischen Machtum und Mondorf, welcher Graben hier morphologisch überhaupt nicht wahrnehmbar ist. Die westliche Verwerfung dieses Grabens die das Plateau von Burg im Westen begrenzt, ist jedoch deutlich als steile Hauptmuschelkalkwand ausgeprägt.

Auf diesem Plateau wurde eine Schotterbestreuung angetroffen, aus verhältnismässig groben (Durchmesser bis maximal 10 cm) gut abgerundeten Geröllen bestehend, während daneben feineres Material nicht fehlte. Auffallend ist der besonders grosse Gehalt an Quarzen und Quarziten, den man in dieser Höhe (87 m über dem Fluss) nur ausnahmsweise feststellt. Dass auch hier nur eine Bestreuung vorliegt, geht daraus hervor, dass der Keupermergelboden an vielen Stellen zutage tritt.

Nördlich von Ehnen ist ein zweiter Rest dieser 230 m Terrasse erhalten, nämlich das kleine Plateau Reisselt, ein Ausläufer des Keckelbergs. Auf diesem Niveau wurde ziemlich viel Schottermaterial angetroffen, das gut abgerundet und verhältnismässig grob war. Dazwischen befanden sich Gerölle mit Durchmessern bis zu 10 cm.

Am Fluss entlang liegt zwischen Ehnen und Wormeldange eine andere, sehr deutlich als solche gekennzeichnete Moselterrasse. Diese trägt bei Ehnen den Namen Lebusch (175–190 m ü.M.) und steigt von dort nach Norden allmählich an bis zu einer Höhe von 220 m bei Wormeldange-Haute. Während der Schotter auf Lebusch nur eine Bestreuung bildet nimmt diese Ablagerung in nördlicher Richtung zu bis eine Mächtigkeit von 2–3 Dezimetern. Die meisten Gerölle sind nicht grösser als 5 cm, hier und da werden auch grössere bis 8 cm gefunden.

Südlich von Wormeldange-Haute findet man auf diesem 220 m Plateau einige Aufschlüsse. Hier liegen nämlich einige der wenigen im Arbeitsgebiet befindlichen Sandgruben, die zwar verlassen und weitgehend überwachsen sind, jedoch die Entnahme von Sandproben zur Bestimmung der Korngrösse und der Schwermine-
ralzusammensetzung ermöglichten (siehe Seite 80 und 86). Die Bewachung der Gruben und die Abrutschungen verhinderten eine Profilbeschreibung dieser Sandschichten. Ihre Mächtigkeit beträgt hier etwa 2,5 m; der felsige Boden der 2,5 m tiefen Sandgruben besteht aus Hauptmuschelkalk. Auch in der Umgebung wurden bei 1,20 m tiefe Bohrungen überall dieselben Flusssande festgestellt, die im allge-

meinen bis zu einer Tiefe von 0,5 m mehr oder weniger lehmhaltig sind.

Nordwestlich von Wormeldange steigt das Plateau sanft an zum Keckelberg, der 260 m hoch ist. Er wird durchquert von der östlichen Verwerfung des Grabens zwischen Mondorf und Machtum, welcher sich morphologisch nicht bemerkbar macht. Auch dieser Berg ist an der flachen Oberkante aufgebaut aus einer Decke von Pseudomorphosenkeupermergeln, auf der eine dünne Schotter- und Lehmaufschüttung gefunden wird.

Der Schotter ist hauptsächlich zusammengesetzt aus verhältnismässig feinen, mässig abgerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen zwischen denen sich einige Gerölle mit Durchmessern bis 10 cm befinden.

Am Lehm ist besonders die fahlgelbe Farbe beachtlich. Er unterscheidet sich von der grauen, schweren und zähen Verwitterungslehmen der Keupermergel nicht nur durch seine Farbe, sondern auch indem er ziemlich leicht und locker ist. Daher erscheint es schon auf den ersten Blick fraglich ob hier eine fluviatile Bildung vorliegt (sich weiter das Ergebnis der mineralogischen Untersuchung auf Seite 121).

Im Osten weist der Keckelberg einen Ausläufer auf, der zur Mündung des Albachs gerichtet ist und auf dem eine 20–25 cm mächtige Schotterbestreuung lagert. Vorherrschend sind in diesem Schotter die groben Komponenten mit Durchmessern von 5–10 cm und er unterscheidet sich dadurch deutlich vom auf dem Keckelberg abgesetzten Material. Dieses Niveau wird auch jenseits des Albachs auf dem sog. Koepchen (250 m ü.M.) gefunden.

j. Die Niveaus von Gostingen

Nordwestlich des Keckelbergs erstrecken sich zwischen den nahezu parallel verlaufenden Garbach und Albach einige schotterbestreute Plateaus, die als ehemalige Moseltalböden anzusehen sind. Das erste, in einer Höhe von 300 m gelegene Niveau trägt die Namen Ludert und Grosselt und zieht sich über die Wasserscheide obengenannter Bäche hin. Im Südosten und Nordwesten wird es begrenzt durch die Verwerfungen bei dem Keckelberg und die bei Gostingen-Kapenacker, wo der Hauptmuschelkalk als Steilwand emporragt.

Auf diesem verhältnismässig schmalen, mit Keupermergeln bedeckten Plateaurücken lagern Lehme und Gerölle. Der Lehm ist hellgelb bis Strohgelb gefärbt, locker und fühlt weich an. Stellenweise ist er, besonders tiefer im Profil, rötlich bis rötlichbraun gefärbt; er enthält kein CaCO_3 und sieht auf den ersten Blick wie Löss aus.

Auf der geologischen Karte ist diese Ablagerung als tertiärer Lehm mit Geröllen eingetragen und zwar in geringer Verbreitung. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass das Material eine wesentlich grössere Verbreitung hat als aus der Karte hervorgeht. So wurde dieser Lehm vom Verfasser z.B. an vielen Stellen auf dem rechten Talhang des Albachs und bei dem Hungerbach einwandfrei festgestellt. Ausser auf dem Plateau von Ludert-Grosselt findet der Lehm sich noch in einem Vorkommen von 2 bis 3 km² nördlich des Weilers Kapenacker.

Mehrere Proben dieses Materials wurden auf Schwermineralgehalt und Kornzusammensetzung untersucht; die Ergebnisse finden sich auf Seite 111 u. ff., wo gleichfalls näher auf die Entstehung eingegangen wird.

An mehreren Stellen finden sich auf dem 300 m Plateau von Ludert-Grosselt Reste einer Schotterbestreuung. Die Gerölle sind verhältnismässig fein und gut abgerundet. Auf den beiden Ufern des Hungerbachs bei seiner Mündung im

Albach liegt eine aus viel grösseren Geröllen bestehende dünne Schotteraufschüttung (hauptsächlich Quarze und Quarzite) deren Komponenten maximal 6–7 cm Durchmesser zeigen.

Bei Gostingen taucht an einer Verwerfung der Hauptmuschelkalk auf in einem 60 m hohen Steilrand. Der Garbach hat in diesem Gestein zwischen Beyren und Gostingen ein schluchtartiges Tal ausgebildet. Südlich und nördlich davon liegen der Gehr bzw. der Herrberg als höchste Teile dieses in etwa 331 m Höhe gelegenen Plateaus. Auf dem Niveau Gehr wurden keine Gerölle, auf dem Herrberg jedoch eine spärliche Schotterbestreuung festgestellt. Letztere ist aus verhältnismässig gut abgerundeten, sehr groben Geröllen zusammengesetzt. Hauptsächlich liegen Durchmesser von 6–8 cm vor, während daneben 10 cm grosse Steine nicht selten sind. Vorherrschend sind Quarze und Quarzite, die auf dieser verhältnismässig grossen Höhe (190 m über dem Fluss) und in etwa 5 km Entfernung der Mosel merkwürdigerweise von einem geringfügigen Prozentsatz ($\pm 1\%$) Graniten begleitet werden. Die Geröllbestreuung findet sich etwa halbwegs auf diesem vom Süden nach Norden sanft ansteigenden Plateau.

Obwohl es theoretisch möglich wäre, dass es sich bei dem obenbeschriebenen Schotter um Gerölle handelt, die vorher auf der präquartären Rumpffläche abgesetzt worden sind, hält der Verfasser es auf Grund der petrologischen Zusammensetzung dieser Bestreuung für wahrscheinlich, dass hier einer der ältesten Moselschotter vorliegt. Dabei wäre noch zu berücksichtigen, dass die jetzige extreme Höhenlage eventuell durch tektonische Aufhebung – das Herrbergplateau ist nämlich ein Horst – entstanden sein könnte.

k. Die Niveaus von Wormeldange–Ahn

Zwischen Wormeldange und Ahn erstreckt sich, im Osten durch die Mosel und im Westen durch den Graben von Niederdonven begrenzt, ein langgezogenes Plateau; der Donverbach und der Albach bilden seine nördliche bzw. südliche Grenze. Das ganze Plateau besteht an der Oberfläche aus Grenzdolomit (Muschelkalk) und steigt von der bei Wormeldange gelegenen Fläche Koepchen (250 m ü.M.) allmählich nach Norden an bis es über den Elterberg auf etwa 300 m Höhe steil zum Donverbach abfällt.

Dieses 300 m Niveau ist auch weiter nördlich und westlich vertreten. Ausser auf dem Elterberg findet man es nämlich auf dem Bauschberg südlich von Niederdonven und noch weiter nach Nordwesten beim Niederdonvener Wald. Auch nördlich von Oberdonven liegt die Keupermergelfläche in einer Höhe von etwa 300 m. Bei Ahn auf dem linken Ufer des Donverbachs liegen die höchsten Teile des Wackelderbergs in ca 310 m ü.M. In diesem Zusammenhang muss auch das unter j beschriebene 300 m Niveau Grosselt-Ludert gesehen werden. Dieses ganze 300 m Plateau ist in einzelne Teile aufgelöst sowohl durch Grabenbildung als durch kräftige Erosionswirkung von Bächen.

Zwischen Elterberg und Bauschberg zieht sich der Graben von Mondorf-Machtum, der besonders hier morphologisch schön ausgeprägt ist, während senkrecht zu diesem Graben der Donverbach, Albach und Garbach das 300 m Niveau zerschneiden. Von Schloss Dreibern über Niederdonven bis nach Machtum tritt der Graben als morphologische Senke im Gelände hervor, wie sich ausgezeichnet vom Keckelberg aus beobachten lässt. Die westliche Grabenwand ragt als 50–60 m hoher, senkrechter Felsen aus Hauptmuschelkalk empor, während die östliche zwar weniger spektakulär, aber immerhin verhältnismässig schroff ansteigt. Ob-

wohl bei oberflächlicher Betrachtung der Graben, der in unmittelbarer Nähe und parallel zur Mosel liegt, den Eindruck eines ehemaligen Moseltals erwecken könnte, ist diese morphologische Senke angesichts der hier gemachten geologischen Befunde, zweifellos als tektonischer Graben anzusprechen. So wird z.B. der Grenzdolomit des Muschelkalks der in der Senke auf etwa 250–260 m liegt, auf den beiden Horsten in etwa 300–310 m festgestellt.

Auf dem Elterbergplateau lagert eine ± 10 –20 cm mächtige, hauptsächlich aus Quarz- und Quarzgeröllen bestehende Schotterschicht. Granit wurde hier praktisch nicht angetroffen. Das Material ist ziemlich grob zusammengesetzt (6–8 cm Durchmesser) während daneben faustgrosse Steine gefunden wurden. Stromaufwärts neigt das Plateau nach Wormeldange hin bis zum Koepchen (250–260 m ü.M.) wo gleichfalls viele und grobe Gerölle (bis maximal 10 cm Durchmesser) liegen. Hier wurde jedoch auch viel feineres Schottermaterial vorgefunden. Am Abhang zum Graben finden sich stellenweise Schotteranhäufungen, die sich hier durch Denudation der höher gelegenen Terrasse gebildet haben.

Obwohl Aufschlüsse fehlen, ergaben un tiefe Bohrungen und Geländeuntersuchungen, dass auf dem Elterberg und dem Koepchen der Schotterkörper in wechselnder Mächtigkeit vorkommt, wobei 20 cm wohl das Maximum darstellt.

Auf dem Bauschbergniveau (300 m), das gleichfalls eine Grenzdolomitdecke hat, wurden zwei kleinere Schottervorkommen festgestellt, die auf der geologischen Karte nicht verzeichnet sind. Ersteres fand sich an der Nordseite in ± 290 m Höhe, hauptsächlich bestehend aus verhältnismässig feinen Quarz- und Quarzgeröllen. Es handelt sich hier um eine sehr dünne Bestreuung auf mergeligem Boden, die nach oben hin allmählich aufhört. Das zweite Vorkommen befindet sich halbwegs zwischen Oberdorf (Niederdonven) und Schloss Dreibern in einer Erosionsrinne am Grabenrand, sowie auf dem eigentlichen Plateau beim Ansatz der Rinne. Dieses Material weist eine bedeutend gröbere Zusammensetzung auf als das bei Oberdorf gefundene; viele Gerölle zeigen Durchmesser von 6–8 cm. Die Gerölle sind im allgemeinen ziemlich eckig, bis mässig abgerundet.

Das Wackelderbergniveau (310 m ü.M.) nördlich von Ahn zeigt besonders auf den höchsten Teilen eine deutliche Schotterbedeckung. Die Schotter lagern auf einem Verwitterungsboden von Grenzdolomit (ku^2) und Bunten Mergeln (ku^1) des Muschelkalks, der stellenweise mit einem gelblich gefärbten lockeren Lehm vermischt ist. Die Mächtigkeit dieses Schotterkörpers erreicht selten mehr als 10–15 cm. Die Gerölle sind verhältnismässig fein (Durchmesser bis 3 cm herrschen vor) und hauptsächlich Quarze und Quarzite. Granite wurden auch bei sorgfältigem Suchen kaum aufgefunden. Das Material ist nicht ausschliesslich aus feineren Geröllen zusammengesetzt, auch grössere Steine bis 10 cm werden angetroffen. Nach Westen neigt dieses Plateau zum Graben von Niederdonven und auch hier findet sich eine Schotterbestreuung, die wahrscheinlich denudiertes Material der höher gelegenen Terrasse darstellt.

In südlicher Richtung am Fluss entlang, d.h. entgegen der Stromrichtung neigt das betreffende 300 m Niveau allmählich zum Palmbergplateau, das in etwa 255–265 m Höhe liegt und steil zum Donverbach abfällt. Auf dieser Plateaufläche konnten keine Schotterablagerungen nachgewiesen werden, so dass es sich hier wahrscheinlich um eine Denudationsterrasse handelt. Auch das kleine Muschelkalkplateau im Graben bei Niederdonven, das ebenfalls in einer Höhe von etwa 260 m liegt und keine Schotterablagerungen aufweist, wäre demnach als eine Denudationsterrasse zu betrachten.

Zwischen dem Wackelderberg und dem Elterberg liegt am rechten Ufer des Donverbachs eine schmale, leistenförmige Terrasse. Dieses Niveau ist besonders schön in der Talschlucht ausgebildet. Es setzt unter dem Koeppeberg auf dem rechten Ufer in einer Höhe von etwa 190–200 m an und lässt sich als schotterbestreute Fläche stromabwärts bis Ahn verfolgen. Bei diesem Dorf an der Ausmündung des Baches biegt das Niveau am Moseltalhang entlang nach Süden um, wo es jedoch weniger ausgeprägt ist. Das horizontale Niveau geht dort über in eine „Gehängeterrasse“, d.h. einen ohne deutliche Gehängeknick zum Fluss neigenden, schotterbedeckten Hang. Nur an einer Stelle, nämlich halbwegs Ahn–Wormeldange sind an einer vorspringenden Ausbuchtung sowohl dieses 190 m Niveau als Spuren einer 170 m Terrasse erkennbar. Aus dem Vorhergehenden zeigt sich, dass das 200 m Niveau an mehreren Stellen an der Mosel entlang deutlich als Terrassenfläche ausgebildet ist, wie z.B. bei Remich und Greiveldange. Die Schotter auf dem schmalen Niveau im Tal des Donverbachs zeigen im Durchschnitt eine Grösse von 2–4 cm und sind verhältnismässig gut abgerundet. Es unterliegt keinem Zweifel, dass es sich hier um einen alten Talboden des Donverbachs handelt.

In diesem Zusammenhang kann noch auf die Tatsache hingewiesen werden, dass auf dem gegenüberliegenden deutschen Talhang stellenweise das 200 m Niveau gut ausgebildet ist; und zwar nicht nur bei Wehr, sondern auch zwischen Rehlingen und Nittel. Stellenweise ist auch das 300 m Niveau auf dem deutschen Ufer vertreten, wie z.B. auf dem Hübelsberg (306 m) nördlich von Wincheringen und auf dem Hüttberg (305 m) zwischen Nittel und Köllig. Auf der geologischen Karte sind auf diesen Bergen keine Moselablagerungen verzeichnet. Auf diesem Ufer befindet sich das 160 m Niveau unmittelbar über dem Fluss als schmale Terrassenleiste bei Wehr, Wincheringen und Nittel.

Zum Schluss sei noch bemerkt, dass im Gegensatz zur luxemburgischen Talwand, die nur eine verhältnismässig geringe Maximalhöhe von ± 350 m aufweist, die deutsche Talwand bis zu einer Höhe von über 400 m ansteigt, was wohl mit der Heraushebung des Hunsrücks zusammenhängt, an dessen Rand die Mosel angelegt worden ist.

1. Die Niveaus von Oberdonven

Zwischen Oberdonven und Machtum erstreckt sich ein Muschelkalkplateau, das im Osten durch den Graben von Mondorf-Machtum, im Westen durch die Verwerfung von Oberdonven-Wellen begrenzt wird. Auf Grund der relativ tiefen Lagerung des Pseudomorphosenkeupers, sowohl im Graben als westlich der Verwerfung ist das Plateau als ein Horst zu betrachten. Der nordöstliche Teil heisst Hangeberg, der südwestliche Toschacker; die höchsten Stellen liegen hart am Grabenrand in etwa 316 m ü.M. (d.h. 177 m über der Mosel). Das Plateau neigt allmählich nach Westen, also von der Mosel ab. Nur auf dem Toschacker bei Oberdonven ist noch ein Rest der Myophorien-Schichten (Grenzdolomit, ku^2 ; Bunte Mergel, ku^1 und Grenzsichten, mo_3) erhalten.

Die Anwesenheit einer an sich unauffälligen Schotterbestreuung auf dieser Hochfläche kennzeichnet dieselbe als einen alten Moseltalboden. Die Schotter finden sich nur vereinzelt, z.B. an der Nordseite des Hangebergs, in einer Höhe von etwa 300 m. Auf Toschacker sind die Schotter nur an der Ost- und Nordostseite des Plateaus ebenfalls in einer Höhe von 300 m nachgewiesen. Die petro-

logische Zusammensetzung dieser Bestreuung zeigt einige Besonderheiten, die in diesem Zusammenhang nähere Aufmerksamkeit verdienen. Das Schottervorkommen ist jedoch so gering, dass es nicht möglich war eine so gründliche petrologische Analyse durchzuführen wie es andere Schottervorkommen gestatteten.

Wie schon erwähnt, finden sich die Schotter auf dem Hangeberg an der Nordseite, wo sie vereinzelt zwischen den Verwitterungsprodukten des Hauptmuschelkalks gefunden werden. Es wurden hier insgesamt 90 Gerölle gesammelt, die Durchmesser von 1–8 cm zeigten. Quarzgerölle bildeten nahezu die Hälfte dieses Materials. Der Rest bestand aus 23 Quarziten, 5 Graniten, 4 Sandsteinen, 2 Lyditen und 10 nicht definierbaren Geröllen. Aus dieser Zusammensetzung geht hervor – wie sich auch im folgenden noch deutlich ergeben wird – dass es sich hier um typische Moselschotter handelt. Auffallend ist, dass das Niveau auf dem das Material lagert, das zweithöchste ist auf dem Moselschotter angetroffen worden sind, nämlich etwa 160 m über dem Fluss. Das Hangebergplateau ist ein charakteristisches Beispiel einer relativ sehr hochgelegenen Terrassenfläche, auf der ein – zwar stark reduzierter – Schotterkörper mit einem verhältnismässig hohen Prozentsatz Granitgeröllen lagert. Nach der Auffassung mehrerer Forscher fehlen Granitgerölle in dem Schottermaterial der oberen Terrassengruppe vollständig, oder sind jedenfalls sehr selten. So schreibt LUCIUS (1946a und 1948), dass die oberen Terrassengruppen der luxemburgischen Mosel in einer Höhenlage zwischen 40 und 100 m über dem Flusse neben Sand vorherrschend Quarz- und Quarzitzerölle führen, während Granit nicht oder sehr selten vorkommt. Auch KREMER (1954) hat für die mittlere Mosel stromabwärts von Trier keine Granitgerölle in den älteren Terrassen nachgewiesen. Kremer hat im Rahmen einer eingehenden Untersuchung der Terrassen der mittleren Mosel eine quantitative Schotteranalyse durchgeführt. Hierbei wurde jedoch Granit nicht höher als in den Schottern der unteren Mittelterrasse und zwar nur sporadisch angetroffen. Für das Schottermaterial in der Kiesgrube zwischen Maring und Noviant erwähnt Kremer einen sehr geringen Prozentsatz nämlich 1 Granit auf 200 bis 300 anderen Geröllen. Auch in den Niederterrassenschottern sind von Kremer Granite aufgefunden, wie sich ergibt aus der Bemerkung „Charakteristisch für die Niederterrassenschotter – wie für diejenigen der unteren Mittelterrasse – ist das sporadische Auftreten von Granitgeröllen der Vogesen, die allerdings noch nicht 1/2% ausmachen“. Das Auftreten von Granitgeröllen in den Schottern der unteren Mittelterrasse und ihre Abwesenheit auf den älteren Terrassen wird von Kremer in Verbindung gebracht mit der Anzapfung der Mosel–Maas bei Toul. Dieser Ansicht nach muss diese Anzapfung spätestens zur unteren Mittelterrassen-Zeit stattgefunden haben. Auch LUCIUS (1946a) hat bereits hingewiesen auf einen möglichen Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Graniten in den Schottern der unteren Terrassen und der Anzapfung der oberen Mosel durch die Meurthe. „Man könnte schlussfolgern“ schreibt er, „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“.

Nach LUCIUS kann dieser Erklärung entgegen gehalten werden, dass das Fehlen von Graniten in den älteren Moselterrassen mit der in den Vogesen vor sich ge-

gangenen Abtragung im Zusammenhang steht. Auch die Vogesen waren mit einem Mantel mesozoischer Schichten bedeckt. „Die Quarz- und Quarzitzerölle der oberen Terrassen entstammen der Decke aus mittlerem Buntsandstein. Erst als die Abtragung bis auf das Rotliegende und den kristallinen Kern des Gebirges vorgegangen war, mengten sich Gerölle von Granit den Quarzitzeröllen bei“.

„Diese Erklärung findet eine Stütze in der Beschaffenheit der Schotter der Maasterrassen. Die obersten Terrassen der Maas führen ebenfalls nur Quarz- und Quarzitzerölle des Buntsandsteines. Erst tiefer sind denselben Granitgerölle beige-mengt“ (LUCIUS, 1946a).

Dass Granitgerölle stromabwärts einen geringen Prozentsatz der Schotter bilden, kann durch die Zersplitterung der Gerölle bei grösseren Transportabständen erklärt werden.

Die Prozentsätze der Granite von 1/2–1, die Kremer für die mittlere Mosel gefunden hat, sind bedeutend niedriger als diejenigen der korrespondierenden Ablagerungen im luxemburgischen Gebiet, wie nachher noch näher ausgeführt wird. Es ist daher ohne weiteres verständlich, dass im luxemburgischen Moselgebiet auf den höchsten Terrassenflächen noch stellenweise Granitgerölle aufgefunden werden, während diese stromabwärts im Schiefergebirge auf dementsprechenden Terrassen fehlen oder sehr selten sind.

Im allgemeinen sind vom Verfasser auf mehreren Terrassenniveaus und merkwürdigerweise nicht nur auf den unteren, sondern auch auf den höchstgelegenen Granitgerölle in den nicht selten spärlichen Schottervorkommen nachgewiesen. Diese Funde deuten darauf hin, dass schon bei der Ausbildung der ältesten Terrassen die Mosel dieses Gestein aus den Vogesen mitgeschleppt hat. Anders gesagt, auch wenn die Anzapfung bei Toul zur Zeit der Ausbildung der Mittelterrassen erfolgt wäre, so waren schon vorher die mesozoischen Deckenschichten in den Vogesen teilweise abgetragen und war schon vorher der Granitkern von der Meurthe, die immer aus den Vogesen in nördlicher Richtung geströmt hat, angeschnitten worden. Die Ansicht, dass Granite auf den ältesten Terrassen fehlen, erscheint damit für die luxemburgische Flussstrecke unhaltbar.

Weitere Untersuchungen stromaufwärts in Lothringen könnten hierüber nähere Aufschlüsse geben. Die Anzapfung bei Toul könnte sich eventuell in einer Zunahme des Granitanteils im Terrassenschotter bemerkbar machen. Hinweise in dieser Richtung sind im luxemburgischen Gebiet vorhanden, siehe Seite 77.

Beschränken wir uns nach dieser Betrachtung wieder auf die Niveaus bei Oberdonven, so kann bemerkt werden, dass auch auf dem Plateau Toschacker vereinzelt Gerölle aufgefunden werden und zwar vor allem an der Nordost- und Ostseite. Kantengerundete Quarze und Quarzite mit Durchmessern bis 8 cm herrschen vor. Neben einzelnen Lyditen wurden auch vier Granitgerölle angetroffen. Ihre Anwesenheit ist umso merkwürdiger weil es sich hier um eine sehr dünne Schotterbestreuung handelt.

Die kräftige Tiefenerosion des Donverbachs hat dessen Talboden besonders im Unterlauf zwischen Niederdonven und Ahn bedeutend tiefer gelegt. Regressive Erosion und Denudation hat den quer zum Bach verlaufenden Graben bei Niederdonven ausgeräumt, wie das ebenfalls im NO bei Machtum der Fall ist, wo der Graben die Mosel quert. Geht man also von Niederdonven durch den Graben nach Machtum, so steigt der Weg von etwa 200 m bei Niederdonven an bis zur Wasserscheide Steifland in einer Höhe von etwa 270 m. Von hier ab senkt sich der Grabenboden allmählich bis auf etwa 200 m bei Machtum. Via ein schmal-

artiges Tälchen erreicht man dann den heutigen in einer Höhe von etwa 138 m gelegenen Moseltalboden.

Auf der Wasserscheide Steifland — ein kleines Keupermergelplateau — findet sich eine ziemlich dichte Geröllbestreuung. Die Gerölle zeigen Durchmesser von im Durchschnitt 1–3 cm, wozwischen auch bis 8 cm grosse Steine nicht selten sind. Neben Quarzen und Quarziten, kommen auch Sandsteine, Lydite und sogar viele Granite vor. Letztere sind relativ stark vertreten. Vor allem am westlichen Grabenrand häufen sich die Gerölle einigermassen an, wie z.B. auch in der Erosionsrinne zwischen den Plateaus des Hangebergs und des Toschackers, in der der Weg von Machtum nach Oberdonven liegt. Die Anwesenheit einer Schotterbestreuung auf Steifland im Graben kann nicht als Beweis gelten für die Vermutung, dass die Mosel etwa jemals ihren Lauf durch den Graben genommen hätte. Da ähnliche Gerölle nämlich gerade in der Erosionsrinne liegen, die auf der Wasserscheide im Graben mündet, stellen sie unverkennbar verspültes Material dar, das vom Plateau des Hangebergs und Toschackers herrührt. Durch diese Rinne finden die Gerölle ihren Weg vom Plateau zur Wasserscheide. Auch von der östlichen Grabenwand können Gerölle herunter gekommen sein. Auf dem schmalen Plateaurücken zwischen Mosel und Graben sind in der Nähe von Steifland keine Gerölle mehr aufgefunden worden. Die Talung zwischen Machtum und Niederdonven hat einen tektonischen Ursprung und ist von zwei parallel verlaufenden Verwerfungen bedingt, deren Sprunghöhen im Gelände 50–100 m betragen.

m. Die Niveaus von Machtum

Beim Dorf Machtum weist die Moseltalwand einige deutliche Terrassen auf. Erstens ist das 150 m Niveau zu erwähnen, auf dem das Dorf selber aufgebaut worden ist. Dieses Niveau erstreckt sich auf kurzer Strecke unmittelbar an der Mosel entlang und liegt teilweise im Graben von Machtum. Von etwa 140 m an steigt das Niveau bis 155 m (d.h. 17 m über dem heutigen Flussbett). In dem sandig-lehmigen Boden finden sich hier und da einzelne Gerölle, deren geringe Anzahl keine Schotteranalyse erlaubte. Aus einigen untiefen Bohrungen ergab sich, dass stellenweise (z.B. hinter dem Friedhof) eine über 1 m mächtige Schicht aus Flusslehm vorkommt. In den Obstgärten bei den letzten Häusern wurde 0,75 m fester, rotbrauner Lehm nachgewiesen; darunter wurde bei Bohrungen bis 1,20 m unter Gelände lehmiger Sand angetroffen.

Einige Sandproben wurden hier entnommen, an denen Schwermineralgehalt und Korngrössenzusammensetzung festgestellt wurden. Über die Mächtigkeit dieses Terrassenmaterials ist wenig bekannt. Die 1,20 m tiefen Bohrungen haben die Terrassenunterkante nicht erreicht. Am Wegeinschnitt durch den Graben nach Niederdonven stehen aber die Hauptmuschelkalke an, auf denen das Terrassenmaterial abgelagert worden ist. Hier lässt sich beobachten, dass die Mächtigkeit des Materials nicht über 1,5–2 m reicht. Stellenweise können jedoch die Ablagerungen dünner oder mächtiger sein, was nur mittels entsprechend tiefer Bohrungen festgestellt werden kann.

Nach der geologischen Karte befindet sich auch auf dem gegenüberliegenden deutschen Talhang ein schotterbedecktes 150 m Niveau, nämlich bei Nittel. Es handelt sich auch hier um einen sanft ansteigenden Hang. Die Schotter reichen bis einer Höhe von etwa 200 m.

In etwa 200 m ü.M. liegt eine zweite Terrasse, der Kaleberg und der Haedeberg. Diese sind auf dem Hauptmuschelkalk angelegt worden und sehr schön zu be-

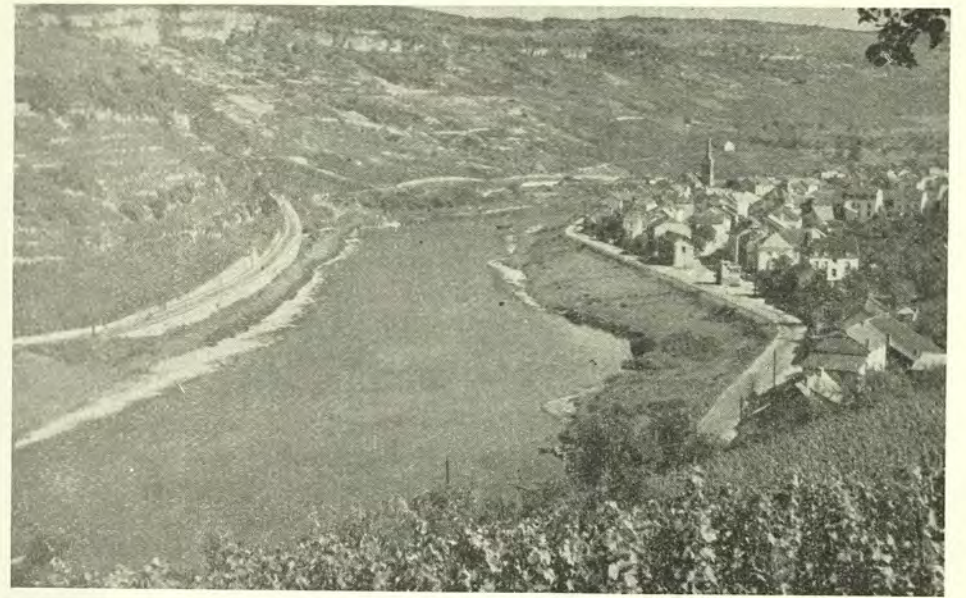


Abb. 9 — Das Moseltal bei Machtum mit Hangterrassen auf der deutschen Talwand, stromabwärts von Nittel.

obachten an der Strasse die von Machtum durch den Graben nach Niederdonven führt. An dieser Strasse entlang finden sich grosse Kalksteingruben. Auf dem Kalkstein lagert Terrassenmaterial in einer Mächtigkeit von kaum 0,5 m, stellenweise sogar nur einige wenige Dezimeter. Beiderseits der Strasse werden auf dem Kaleberg und Haedeberg Geröllvorkommen angetroffen. In dem lehmigen Boden dieser ebenen Terrasse finden sich viele Verwitterungsblöcke des Hauptmuschelkalks, aus denen man schon auf eine wenig mächtige Terrassenablagerung schliessen kann.

Die mittlere Grösse der Gerölle liegt bei 3–4 cm, während auch verhältnismässig viele Durchmesser bis etwa 10 cm vorkommen. Letztere, sehr grobe Gerölle sind meistens Quarze und Quarzite. Weiterhin werden auch Sandsteine, Lydite und einzelne Granite angetroffen. Obwohl diese Terrassenfläche quer von den Verwerfungen des Grabens von Machtum durchzogen wird, liegen keine Anweisungen vor, dass zeitlich nach der Ausbildung der Terrasse der heute im Graben gelegene Teil abgesunken wäre. Denn beiderseits der Verwerfungen lässt sich die Terrassenunterkante in konstant bleibender Höhenlage von rund 200 m verfolgen.

Auf der deutschen Seite ist diese Terrassenfläche bei Wellen vertreten, wie aus der geologischen Karte hervorgeht. Sie liegt in der Fortsetzung des Grabens von Machtum, der hier die Mosel quert. Nach der Karte erstreckt sich hier ein Schotterkörper von Machtum über Wellen bis gegenüber Grevenmacher. Die Schotter lagern dort in einer Höhe von etwa 200 m und steigen bis 220 m am Talhang empor. Morphologisch ist diese Terrasse schön ausgeprägt. Sie stellt eine sanft geneigte Fläche dar, die bei etwa 200 m verhältnismässig steil zum Fluss abfällt. Von etwa 220 m steigt der Talhang ohne Treppe bis zum 300 m Plateau an, das hier ebenfalls gut erhalten und nach der geologischen Karte mit tertiärem Lehm (d²) bedeckt ist.

Auf der luxemburgischen Seite ist diese 200 m Terrasse von Machtum strom-

aufwärts nicht mehr deutlich erkennbar; sie geht in einen Schutthang über auf dem, wie fast überall an der luxemburgischen Moseltalwand, ein intensiver Weinbau betrieben wird.

Schliesslich findet sich bei Machtum noch ein drittes Niveau, das den Namen Hirscht trägt und in einer Höhe von etwa 250–265 m ü.M. liegt (d.h. 112–127 m über der Mosel). Es handelt sich hier um die Fortsetzung des schmalen Plateaurückens, der von Ahn bis Machtum hinzieht und östlich von der Mosel und westlich von dem Graben begrenzt wird. Dieser Plateaurücken besteht aus Nodosuskalkstein. Auf dem höchsten Teil fehlen Moselschotter, jedoch am nördlichen Hang zum 200 m Niveau und auch am westlichen Hang zum Graben kommen viele Gerölle vor, die eine mittlere Grösse von 2–4 cm haben, während einige wenige Durchmesser bis 8 und sogar 10 cm angetroffen werden. Am nördlichen Hang wird die Geröllbestreuung nach unten zu intensiver, was der Denudation zugeschrieben werden kann. Quarze und Quarzite herrschen auch hier vor in kantengerundeter Form.

n. Die Niveaus von Grevenmacher

An erster Stelle sind die Niveaus südwestlich von Grevenmacher zu betrachten. Hier erstreckt sich zwischen Mosel und Johannesbach ein verhältnismässig schmaler Hauptmuschelkalkrücken, der im SW heute noch von Keupermergeln überdeckt ist und dessen höchste Teile in etwa 250–265 m ü.M. liegen (118–133 m relativer Höhe). In nordöstlicher Richtung geht dieses 250 m Plateau allmählich über in ein zweites, in etwa 225–235 m ü.M. gelegenes Niveau, das steil zum Johannesbach abfällt. Auf dem 250 m Niveau kommt eine nur spärliche Schotterbestreuung vor. Die Gerölle sind gut abgerundet und zeigen im allgemeinen Durchmesser bis maximal 3–4 cm, einzelne jedoch bis maximal 10

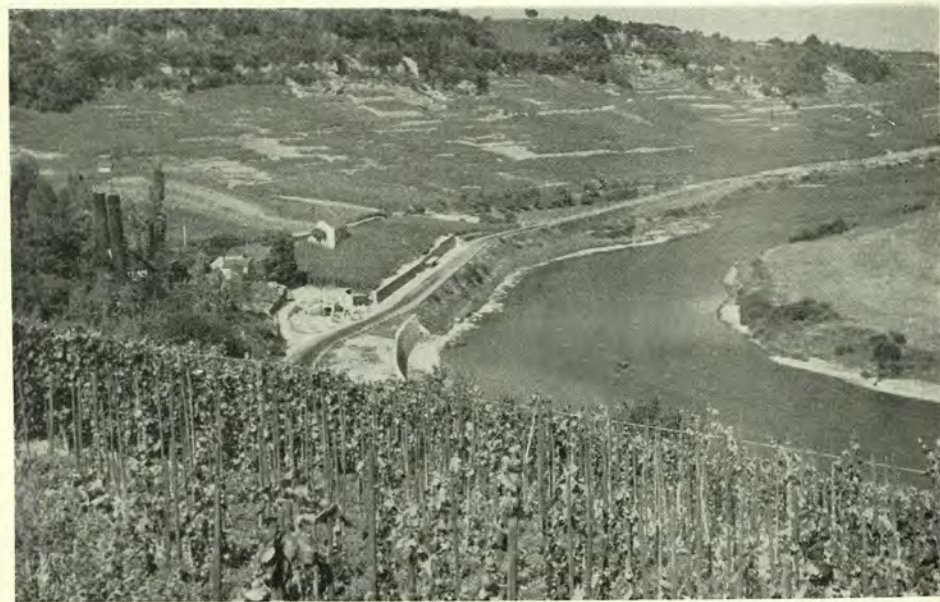


Abb. 10 — Das Moseltal bei der Deisermühle stromabwärts von Machtum, mit für den Weinbau benutzten Hangterrassen.

cm. Auffallend bei diesen Geröllen ist der hohe Prozentsatz Quarz. Granite sind hier nicht vertreten. Nach unten zu nimmt auf dieser Terrasse die Schotterbestreuung zu, um auf dem 225 m Niveau stellenweise eine Mächtigkeit bis einigen Dezimetern zu erreichen. Obwohl auch hier Gerölle bis 10 cm Durchmesser nicht vollständig fehlen, ist das Material vorwiegend aus feinen Geröllen, Sand und Lehm zusammengesetzt. Quarze und Quarzite herrschen vor. Zwischen den Geröllen werden viele Verwitterungsstücke des Pseudomorphosenkeupers angetroffen, aus denen an und für sich die geringe Mächtigkeit der Aufschüttung hervorgeht.

Auch das kleine vorspringende Niveau bei Mon Kelsen, das in einer Höhe von 177 ü.M. (40 m relativer Höhe) auf Nodosuskalkstein liegt, muss hier noch erwähnt werden. In dem Verwitterungsboden finden sich hier vereinzelt Gerölle, so dass wahrscheinlich ein Terrassenrest vorliegt.

Auf dem schmalen Rücken der Wasserscheide zwischen Roderbach und Johannesbach sind mehrere Terrassenflächen zu erkennen. Eine liegt direkt am Fluss in einer Höhe von etwa 145–167 m ü.M. (5–27 m relativer Höhe) als sanft zur Mosel geneigte Fläche, auf der die Stadt Grevenmacher teilweise angelegt wurde. Der sandig-lehmige Boden mit Geröllen kennzeichnet sie deutlich als Terrasse. Diese Terrasse wird nach Westen durch einen ziemlich steil ansteigenden Hang begrenzt. In etwa 190 m Höhe tritt eine Verflachung ein, auf der einzelne Gerölle lagern. Von hier an steigt der Talhang auf kurzer Strecke bis etwa 235 m ü.M., wo sich die schwach zum Fluss geneigte Fläche Foescht erstreckt. Auf diesem schmalen Keupermergelrücken findet sich eine sehr spärliche Schotterbestreuung, die durch einen hohen Prozentsatz Quarz gekennzeichnet wird. Die Gerölle sind verhältnismässig fein (2–4 cm Durchmesser), obwohl sich auch hier vereinzelt Durchmesser bis 8 cm finden. Auffallend bei dieser unbedeutenden Schotterbestreuung ist die Anwesenheit einzelner Granitgerölle.

Nach Westen steigt dieser Plateaurücken sanft an und endet dort an einer Verwerfung. Auch im Gelände macht sich diese Verwerfung, die nach NO zieht, durch einen deutlichen Gehängeknick erkennbar. Westlich dieser Verwerfung erstreckt sich dann der hier etwas breitere Rücken der Wasserscheide obengenannter Bäche, der den Namen Winterfeld trägt und einen plateauartigen Charakter aufweist. Dieses Niveau, das in einer Höhe von etwa 275–280 m ü.M. liegt (138–143 m relativer Höhe) wird von einer Schotterablagerung bedeckt und stellt unverkennbar ein alter Moseltalboden dar. Die sich hier befindlichen Gerölle sind nicht sehr grob; nur einige wenige haben Durchmesser bis maximal 10 cm.

Nach Westen hin wird das Niveau Winterfeld durch einen ziemlich steil ansteigenden Hang begrenzt, der zum Plateaurücken Berg hinaufführt. Die Täler des Johannesbachs und des Roderbachs finden stromaufwärts ihre Fortsetzung in Dellen, die bis zum Winterfeldniveau hinaufreichen. Infolge der vertiefenden Wirkung dieser Dellen senkt sich dort das betreffende Niveau einigermassen, während jegliche Spur von Terrassenmaterial fehlt.

Der Plateaurücken Berg mit seiner Höhenlage von 290–296 m ü.M. (154–160 m über dem Fluss) gehört zu den höchsten Stellen der Wasserscheide zwischen Mosel und Syre. Geologisch bildet das Bergniveau einen Horst. Morphologisch ist der Horst nicht erkennbar. Am Südwesthang lagern in einer Höhe von etwa 275–280 m die Reste einer Geröllaufschüttung, die nicht auf der geologischen Karte verzeichnet ist. Es handelt sich hier um eine äusserst dünne Schotterbestreuung. Die Gerölle sind verhältnismässig fein (2–3 cm Durchmesser), stellen-

weise finden sich auch gröbere, bis 6 cm grosse Komponenten. Das Material ist hauptsächlich aus gut abgerundeten Quarzen und Quarziten zusammengesetzt. Besonders auffallend ist der relativ hohe Prozentsatz an Graniten, der in diesen spärlichen Schotterresten festgestellt wurde. Wie sich nachher noch ergeben wird, sind derart hohe Prozentsätze an Granit nur in den jüngsten Terrassenabsätzen nachgewiesen worden. Das Plateau Berg ist ein neues Beispiel einer hochgelegenen granitführenden Terrassenfläche. Dieses 290 m Niveau von Berg ist in nordöstlicher Richtung zu verfolgen über Hardt (285 m) und Grauenstein (290 m) bis Langfuhr (293 m), wo es steil zum Syretal abfällt. Nur auf dem Plateau bei Grauenstein wird eine dünne Schotterbestreuung angetroffen. Die Gerölle sind im allgemeinen fein und zeigen Durchmesser von 1–3 cm; auch bis 10 cm grosse Quarze und Quarzite kommen vor, besonders an der Ostseite. Auffallend ist der hohe Prozentsatz dieser beiden Komponenten und die Anwesenheit einzelner Granite (2 Granite auf 300 andere Gerölle).

Zwischen Grevenmacher und Mertert finden sich einige Terrassen, die zu den schönsten ausgeprägten im vom Verfasser untersuchten Gebiet gehören. Angelegt auf dem resistenten Hauptmuschelkalk, sind sie im Gegensatz zu den auf lockeren Keupermergeln ausgebildeten Terrassen grösstenteils gut erhalten. Nordöstlich von Grevenmacher ragt stellenweise der Hauptmuschelkalk in oft 30 m hohen Steilwänden aus dem heutigen Talboden empor. Öfters wird er an der Oberkante noch von einer sehr dünnen Keupermergelschicht abgedeckt, auf der eine Terrassenaufschüttung lagert, die an einigen Stellen eine Mächtigkeit von einigen Metern aufweist. Es können mindestens drei verschiedene Terrassen unterschieden werden.

Erstens sei das sehr flache Niveau erwähnt, das sich in einer Höhe von etwa 165–175 m ü.M. (d.h. etwa 30–40 m über dem Fluss) direkt an der Mosel zwischen Grevenmacher und Mertert über dem Hauptmuschelkalk erstreckt. Die Anwesenheit vieler Gerölle in stellenweise stark sandigem Boden kennzeichnet dieses Niveau, das hier den Namen Flohr trägt als einen typischen, ehemaligen Talboden der Mosel. Obwohl leider gute Aufschlüsse fehlen, befinden sich auf dem Niveau Flohr einige verlassene Sandgruben, die heute stark bewachsen sind, jedoch durch ihre Tiefe zeigen, dass das Terrassenmaterial an dieser Stelle eine Mächtigkeit von 4–5 m erreicht. In den Gruben wurden früher Sande und Kiese gewonnen. An der Nordseite der Gruben lässt sich noch beobachten, wie die obere etwa 1,5 m dicke Schotterschicht zu einem festen Konglomerat verbacken ist. Darunter liegen reine Flusssande und Geröllschichten in Wechsellagerung – letztere ebenfalls stellenweise verbacken. Im nächsten Teil wird auf den Schwermineralgehalt und die mechanische Zusammensetzung der Sande näher eingegangen (siehe Seite 80 und 86). Auf dem Niveau Flohr liegen die Gerölle angehäuft. Sie haben eine mittlere Grösse von 1–4 cm, während auch Durchmesser bis 10 cm nicht selten sind. Das Material ist wenig abgerundet und kennzeichnet sich durch das Vorkommen vieler grossen, eckigen Quarzitstücke. Das Schottermaterial ist auch hier wieder vorwiegend aus Quarzen und Quarziten zusammengesetzt, während daneben Sandsteine, Lydit/Radiolarite und ein verhältnismässig hoher Prozentsatz an Graniten gezählt wurden, sowie einige Kalkoolithe. Charakteristisch für diese Geröllablagerung ist das häufige Auftreten von Graniten.

Dieses 170 m Niveau ist mit einem deutlich ausgeprägten Gehängeknick von dem 190–215 m Niveau getrennt. Letzteres ist hier sehr schön als Terrasse ausgebildet. An der Nordostseite dieser ebenen Fläche besteht der Boden hauptsäch-

lich aus Flusslehm. Gerölle fehlen hier nahezu vollständig. Südlich und östlich davon mehren sich allmählich die Gerölle. Auffallend ist, dass auf diesem Niveau Granite zwar vertreten sind, prozentual jedoch deutlich zurücktreten im Vergleich zum obenbesprochenen 170 m Niveau.

Im Westen wird das 190 m Niveau begrenzt durch die Verwerfung, die zwischen Fooscht und Winterfeld über Münschecker nach NO zieht. Schottermaterial findet sich in geringer Mächtigkeit bis an diese Verwerfung, stellenweise sogar westlich derselben. Der Boden besteht hier aus Flusslehm, der mit Sand und Geröllen gemischt ist, während auch Verwitterungsprodukte des Liegenden (Hauptmuschelkalk und Pseudomorphosenkeuper) angetroffen werden. Diese Verwitterungsprodukte zeigen, dass das Terrassenmaterial an dieser Stelle wenig mächtig ist. Der höchste Punkt der Aufschüttung liegt bei der Verwerfung in einer Höhe von etwa 225 m. Von hier steigt der Talhang an bis zum Rücken der Wasserscheide bei Grauenstein (290 m). Auf diesem Talhang lagern keine Schotter mehr.

Auch auf der Wasserscheide des Roderbachs und des Baches weiter nördlich von Grevenmacher sind dieselben Terrassen schön ausgeprägt. Auf etwa 145–150 m ü.M. kommt eine schwach zum Fluss geneigte, schotterbedeckte Fläche vor, gerade ausserhalb der Stadt. Sie bildet die Fortsetzung der Terrasse, auf der Grevenmacher zum Teil angelegt wurde. Der Boden besteht aus Flusslehm mit Sand und Geröllen. Aufschlüsse fehlen, so dass leider keine Daten über Mächtigkeit und Profilaufbau des Terrassenmaterials vorliegen. Diese Fläche steigt allmählich an bis etwa 165 m ü.M., wo eine Verflachung im Gelände auftritt. Auf diesem Niveau lagern ebenfalls Flusslehme, vermischt mit Sand und Geröllen. Es stimmt überein mit der 165 m Terrasse Flohr stromabwärts.

In einer Höhe von etwa 190–213 m ü.M. findet sich die dritte Terrassenfläche, die nach Westen hin an der oben erwähnten Verwerfung abstösst. Es findet sich hier eine deutliche Schotterbedeckung von nur geringer Mächtigkeit (bis etwa 10–20 cm). Die Gerölle zeigen wieder eine mittlere Grösse von etwa 1–4 cm, einzelne haben Durchmesser bis maximal 10 cm. Neben Quarzen und Quarziten wurde ein geringer Gehalt an Graniten aufgefunden, sowie merkwürdigerweise sehr viele kleine Kalkoolithe mit Durchmessern bis maximal 0,5 cm.

o. Die Niveaus von Münschecker–Mertert

Die unter n erwähnten Terrassenflächen können wenigstens zum Teil in der Umgebung von Mertert und Münschecker verfolgt werden. So finden sich südöstlich von Münschecker zwei kleine Schotterreste in einer Höhe von 195–210 m. Der Boden besteht hier aus sandigem Lehm mit vielen Geröllen in einer mittleren Grösse von etwa 2–4 cm. Einzelne Gerölle zeigen Durchmesser bis maximal 10 cm. Quarze und Quarzite herrschen vor, daneben kommen Sandsteine, Lydit/Radiolarite und ein geringer Prozentsatz an Graniten vor. Besonders auffallend ist das häufige Auftreten von kleinen Kalkoolithen (Durchmesser bis 0,5 cm). Diese Schotter sind zum Teil zu einem festen Konglomerat verbacken, was sich am besten an dem östlichen Schottervorkommen beobachten lässt. Diese 200 m Terrasse ist am Moseltalhang weiter zu verfolgen bis Mertert an der Syremündung, wo sie steil zum Syretal abfällt. Im Gegensatz zu dem flachen Niveau Flohr bei Grevenmacher ist bei Mertert keine nennenswerte Geländeverflachung sichtbar. Es handelt sich hier mehr um einen schotterbedeckten Hang. Die Schotter reichen bis etwa 215–220 m Höhe am Talhang empor. Von hier steigt der Talhang an

bis auf das kleine bewaldete Keupermergelplateau Stell, das in einer Höhe von etwa 250 m ü.M. liegt und stellenweise eine dünne Schotterbestreuung trägt, hauptsächlich aus Quarzen bestehend. Ein sehr dichter Kieferbestand erschwert hier die Untersuchungen. Mehrere Verwerfungen drängen sich auf diesem Gebiet zusammen, so dass in Bezug auf die Höhenlage der Terrassen besondere Aufmerksamkeit erforderlich ist.

Wie schon bemerkt wurde, neigt der Talhang allmählich zum Fluss hinunter, was sich am besten südlich von Stell beobachten lässt. In einer Höhe von 165 m fällt der Hang jedoch steil zur Mosel ab (Hauptmuschelkalk-Steilwand). Nach unten zu häufen sich wegen der Denudationswirkung die Gerölle stark an. Sie sind verhältnismässig grob zusammengesetzt und haben eine mittlere Grösse von etwa 2–4 cm, einige, besonders die Quarzite, zeigen Durchmesser bis 12 cm. Einige wenige Granitgerölle wurden angetroffen.

Südöstlich von Stell findet sich ein kleiner Gehängeknick und dort weist der Talhang nach unten eine Verflachung auf, die zwischen den beiden parallelen Verwerfungen besonders schön ausgeprägt ist. In Richtung Mertert lässt sich dieses Niveau weniger gut verfolgen, weil der Steilabfall zur Mosel hier teilweise fehlt und teilweise nur schwach ausgebildet ist. Durch tektonische Verschiebungen ist der Hauptmuschelkalk an dieser Stelle in tiefe Lage gekommen und stehen nur lockere Mergel an, die keine Steilwände bilden. Der Talhang neigt hier allmählich zur Moseltalaue hinunter und ist mit Schottern bedeckt. Südöstlich von Stell ist jedoch über dem Hauptmuschelkalk ein flaches Niveau ausgebildet, das in einer Höhe von etwa 165–170 m liegt und steil zur Mosel abfällt. Auf diesem Niveau findet sich eine deutliche Schotterdecke, deren Mächtigkeit nicht über 2–3 Dezimeter hinausreicht. Die Ablagerung besteht aus sandigem Lehm mit vielen Geröllen. Die Gerölle zeigen eine mittlere Grösse von 1–3 cm. Daneben finden sich auch viele sehr grobe, bis 10 cm grosse, kantengerundete Steine. Neben den vorherrschenden Quarzen und Quarziten springt besonders der hohe Gehalt an Granitgeröllen ins Auge.

Zwischen Münschecker und Mertert liegt ein kompliziertes System von Verwerfungen vor, in dem geologisch Horste, Gräben und tektonische Treppen festgestellt werden können. Morphologisch ist nur die Verwerfung von Grevenmacher über Münschecker nach Moersdorf im Gelände erkennbar, so dass angenommen werden kann, dass auf und in der Umgebung des Plateaus Stell die tektonischen Einheiten zeitlich entstanden sind vor der Ausbildung der Terrassen.

Zwischen Grevenmacher und Mertert erstreckt sich stellenweise am Fuss der Hauptmuschelkalkwand eine schmale Terrassenleiste, die in einer Höhe von etwa 145–150 m ü.M. (relativer Höhe 10–15 m) liegt und aus sandig-lehmigem Material besteht, an einigen Stellen mit Geröllen gemischt. Auf diesem Niveau wurde die Moselstrasse angelegt. Zwischen dieser Hauptstrasse und der Mosel liegen als schmale Geländestreifen die jüngsten Flussablagerungen. Bei Mertert an der Syremündung erreicht dieses Hochflutbett allerdings eine Breite von maximal 500–600 m.

p. Die Niveaus von Mertert–Wasserbillig

Wo der Sauer in die Mosel mündet liegt westlich von Wasserbillig der Bocksberg. Die Oberkante dieses Berges zeigt ein sehr flaches Plateau auf dem sandig-lehmige Ablagerungen und Schotter auftreten.

Der Bocksberg hat einen Sockel aus Hauptmuschelkalk und wird von einer Keupermergelkappe abgedeckt. Im Osten fällt dieses Plateau an einer SW–NO streichenden Verwerfung steil zur Talaue ab. Die etwa 60 m hohe Steilwand des Hauptmuschelkalks ist hier also tektonisch bedingt. Im Süden und Norden wird das Bocksbergniveau von der Syre bzw. dem Serincherbach begrenzt, nach Westen stösst es ab an der Verwerfung die von Grevenmacher über Münschecker nach Moersdorf zieht. An dieser Verwerfung ragt der Hauptmuschelkalk wieder empor.

Die höchsten Teile der Terrassenfläche finden sich auf Kolm in einer Höhe von etwa 240 m ü.M. (107 m über dem Fluss); nach der Mosel hin senkt sich das Niveau kaum, es hat am südöstlichen Steilhang noch eine Höhe von 235 m. Besonders an dieser Seite der Terrasse lagern sandig-lehmige Absätze mit vielen Geröllen. Die Mächtigkeit des Schottermaterials wechselt stark. Bemerkenswert ist der Aufschluss an der Strasse die von Wasserbillig über das Plateau nach Lellig führt. Dieser Einschnitt liegt hart am Steilrand, dort wo die Strasse das 235 m Niveau erreicht. In diesem Aufschluss beobachtet man, dass die Mächtigkeit des Terrassenmaterials hier nur 4–5 Dezimeter beträgt. Von oben nach unten zeigt sich im Profil 1 dm brauner Lehm mit Sand und Geröllen gemischt. Darunter lagern 3–4 dm rotbraune Sande mit Lehm- und Geröllbändern. Die Ablagerungen liegen auf grauem bis grünem, sehr schwerem Mergel des Pseudomorphosenkeupers. Aus untiefen Bohrungen nördlich der Strasse ergab sich, dass die Mächtigkeit des Terrassenmaterials stellenweise noch bedeutend weniger als 4 dm beträgt und oft fehlen die Flussablagerungen sogar vollständig, d.h. die Keupermergel liegen an der Oberfläche. Südlich der Strasse wurden z.B. in Bohrungen am Terrassenrande über 1 m mächtige, rotbraune, grobkörnige Sande mit Lehm- und Geröllschichten in Wechsellagerung nachgewiesen. Das Liegende wurde nicht erreicht. An der Strasse nach Mertert finden sich mehrere verlassene Sandgruben, die gegenwärtig so vollständig bewachsen sind, dass keine geologischen Wahrnehmungen gemacht werden können. Aus dieser wechselnden Mächtigkeit kann jedoch gefolgert werden, dass die Terrassenunterkante nicht überall eine ebene Fläche bildet und örtlich beträchtliche Höhenunterschiede aufweist. Es handelt sich hier um alte Erosionsrinnen neben weniger tief erodierten Flachteilen.

Auf den höchsten Teilen der Fläche an der Wegkreuzung (Kolm) lagern Flusslehme. Gerölle wurden kaum angetroffen. In einigen sehr untiefen Profillöchern beobachtet man einen schweren, gelben bis roten Lehm in dem Gerölle fehlen. Schon äusserlich unterscheidet sich der Lehm deutlich von den liegenden Keupermergeln.

Nordwestlich von Kolm treten wieder Gerölle auf; bemerkenswert sind auch die hier vorgefundenen sog. tertiären Quarzitblöcke, die eine mittlere Grösse von 20–25 cm erreichen. Diese Blöcke bestehen aus einem typischen gelben bis grauen, öfters rotgefleckten Quarzit und werden als „Pierre de Stonne“ bezeichnet. Noch weiter westlich findet sich an der Strassenkreuzung nach Lellig und Mompach eine Geröllbestreuung auf etwa 250 m ü.M. Diese Gerölle sind klein bis mässig grob (Durchmesser 2–3 cm). In der Mehrzahl handelt es sich um Quarze und Quarzite, besonders auch viele „Tertiär-Quarzite“. Granite wurden nicht aufgefunden.

Betrachten wir die Schotter auf dem Bocksberg, so sind zwei petrographisch unterschiedliche Geröllvorkommen zu erkennen. Erstens lagern unweit der Strasse ziemlich viele Gerölle in sandig-lehmigem Boden. Diese zeigen Durchmesser von 1–3 cm, einige bis 8 cm, und sind verhältnismässig gut abgerundet. Auch in diesen

Schottern herrschen Quarze und Quarzite vor, während ein geringer Gehalt an Graniten auftritt. Zwischen den Geröllen finden sich mehrere Verwitterungsstückchen des Pseudomorphosenkeupers, ein weiterer Hinweis auf die geringe Mächtigkeit des Terrassenmaterials an dieser Stelle (kaum 2 dm).

In nordöstlicher Richtung bildet das Bocksbergniveau einen Ausläufer, der bis zur Sauer reicht. Hier, in einer Höhe von etwa 225–230 m, liegt eine zweite sehr dichte Schotterdecke, die eine stark abweichende petrographische Zusammensetzung aufweist.

Das Material ist nämlich im Vergleich zu den obenbeschriebenen Schottern bedeutend feiner, obwohl auch hier die sehr groben, bis 15 cm grossen Quarz- und Quarzitgerölle nicht fehlen. Auffallend ist ferner der geringere Gehalt an Quarzen in dieser Schotterablagerung, der ungefähr die Hälfte beträgt. Auch Quarzite sind viel weniger vertreten. Ihre Stelle wird zum grössten Teil von anderen Komponenten eingenommen, von denen der devonische Schiefer der bedeutendste ist. Es unterliegt keinem Zweifel, dass hier jedenfalls teilweise Sauer-schotter vorliegen.

Die Moseltalaue zwischen Mertert und Wasserbillig zeigt eine der schönsten und bedeutendsten Terrassen des Untersuchungsgebietes. Sie erstreckt sich als eine über 2 km lange und etwa 600–700 breite Fläche 145–160 m ü.M. Die Aue wird am linken und rechten Ufer von zwei parallelen Verwerfungen abgegrenzt. Der Hauptmuschelkalk, der in der Aue nirgends zutage tritt, ragt an den Verwerfungen 60–70 m empor. Geologisch ist diese Talaue somit ein Graben. Besonders bekannt wurde sie durch die grossen Sand- und Kiesgruben bei Wasserbillig, wo die Terrassenablagerungen eine Gesamtmächtigkeit bis über 10 m erreichen.

Durch die Funde von fossilen Resten einer pleistozänen Säugetierfauna haben die Kiesgruben weitere Bekanntheit erlangt (siehe auch Seite 91).

Eine dieser Gruben zeigte folgendes Profil:

Tiefe in m unter Gelände	Beschreibung
0.00– 1.70 m	Schwerer, brauner Lehm mit einzelnen feinen Geröllen
1.70– 2.00 m	Sandig-brauner Lehm mit an der Basis einem dünnen Geröllstreifen
2.00– 2.40 m	Lehmiger Sand mit an der Basis einer dünnen Geröllschicht
2.40– 2.80 m	idem, Geröllschicht auf 2.80 m
2.80– 2.90 m	„ „ „ 2.90 m
2.90– 3.20 m	„ „ „ 3.20 m, Durchmesser der Gerölle etwa 3 cm.
3.20– 3.30 m	Geröllschicht; grobe, maximal 10 cm grosse, sehr eckige Gerölle.
3.30– 3.70 m	idem, grobe Gerölle, 8 cm mächtige Sandschicht auf 3.70 m
3.70– 4.20 m	idem, grobe Gerölle (bis maximal 15 cm Durchmesser) in sandigem Material
4.20– 6.25 m	Grobe Gerölle, wechsellagernd mit etwa 10 cm mächtigen Sandschichten
6.25– 6.40 m	Feiner, lehmiger Sand
6.40– 6.50 m	Lehmband
6.50– 6.95 m	Grober Sand ohne Gerölle
6.95– 8.00 m	Grobe Gerölle mit Sandschichten wechsellagernd

Tiefe in m unter Gelände	Beschreibung
8.00– 8.10 m	Grober Sand mit Geröllstreifen
8.10– 8.20 m	Mässig grober Sand
8.20–10.00 m	Sehr grobe Gerölle und grober Sand mit eckigen Kalksteinblöcken (20 x 30 x 50 cm)

Die Sande und Lehme sind reich an CaCO_3 .

Bemerkenswert ist die Mächtigkeit dieses Terrassenmaterials. An mehreren Stellen stromaufwärts kann man beobachten, dass die Mosel ihr heutiges Flussbett im festen Gestein ausgeräumt hat, z.B. bei Machtum, Schengen u.s.w. Die tiefen Kiesgruben bei Wasserbillig deuten darauf hin, dass hier ein Senkungsgebiet vorliegt, in dem die Mosel mächtige Sand- und Kiesablagerungen bei der Ausgleichung ihrer Gefällskurve abgesetzt hat. Die Vermutung liegt nahe, dass während der Ablagerung, die Talaue sich nun mehrere Meter gesenkt hat. Die Schichtung des abgelagerten Materials deutet darauf hin, dass Senkung und Aufschüttung zeitlich ungefähr im Gleichgewicht gewesen sein dürften.

Besonders auffallend ist die Zusammensetzung des Materials. Im allgemeinen sind die Gerölle grob bis sehr grob und wenig oder kaum abgerundet. Nach oben zu weisen die Gerölle im Profil abnehmende Grössen auf. Während 8–10 m unter Gelände sehr grobe, oft bis faustgrosse Gerölle vorherrschen und eckige Felsblöcke häufig auftreten, sind die später d.h. höher abgesetzten Gerölle in der Mehrzahl fein. Das Schottermaterial ist hauptsächlich aus Quarzen und Quarziten zusammengesetzt, wobei jedoch auffällt, dass der Gehalt an Quarzen bedeutend geringer ist als im Schottermaterial der höher am Talhang gelegenen Terrassen. Der Gehalt an Quarziten übertrifft nicht selten den des Quarzes. Bemerkenswert ist ferner der hohe Prozentsatz der Granite. Daneben finden sich geringere Mengen Sandsteine, Lydit/Radiolarite, Kalkoolithe und Porphyre. Während man in den oberen Terrassenschottern kaum Kalksteingerölle beobachtet, finden sich hier Hauptmuschelkalkstein- und Keupermergelstücke in verschiedener Grösse etwas häufiger. Sogar Fossile wie *Gryphea arcuata* und *Belemnite* aus dem Lias werden angetroffen.

Aus dem Vorkommen dieser Komponenten geht hervor, dass zur Zeit der Aufschüttung dieser Terrassenablagerungen sowohl die Abtragung an sich als die Transportfähigkeit der Mosel bedeutend grösser waren als in der Gegenwart. Dass in einigen Zeitabschnitten die Stromgeschwindigkeit geringer war, beweisen die feinsandigen bis lehmigen Schichten, die besonders oben im Profil auftreten. Die Ergebnisse der Schwermineralanalyse und der mechanischen Zusammensetzung der Sande folgen auf Seite 80 und 86. Angenommen werden kann, dass die etwa 2 m mächtige Lehmschicht im oberen Profil jedenfalls zum grössten Teil im Holozän entstanden ist.

Das heutige Flussbett der Mosel ist bei Wasserbillig etwa 3–5 m in dieses Material eingeschnitten. Diese Terrasse bildet den Baugrund für die Stadt Wasserbillig, während auch die Moselhauptstrasse und die Eisenbahnlinie darauf angelegt wurden.

Schliesslich sei noch auf einen kleinen Rest des 165–170 m Niveaus hinge-

wiesen, der sich bei Mertert beiderseits des Rauschelgraechts befindet. Die westliche Verwerfung des Grabens von Wasserbillig—Mertert bringt den Hauptmuschelkalk in Kontakt mit dem Pseudomorphosenkeuper. Auf einer kleinen Geländeverflachung am Talhang findet sich eine dünne Schotterbestreuung von ziemlich groben Geröllen (Durchmesser 3–4 cm, einige bis maximal etwa 10 cm).

IV ERGEBNISSE DER QUANTITATIVEN KIES- UND SCHOTTER-ANALYSEN

1. Allgemeines

Petrographische Untersuchungen von Terrassenablagerungen haben sich schon öfters bei der Rekonstruktion der Talgeschichte eines Flusses als sehr wertvoll erwiesen. Nicht nur Kenntnis der Zusammensetzung der Sande und feineren Bestandteilen des Terrassenmaterials, sondern auch der größeren Komponenten Kies und Schotter kann zur besseren Einsicht hinsichtlich Verbreitung, Herkunft und Alter der betreffenden Ablagerungen führen. Speziell nach den von ZEUNER (1933) durchgeführten Untersuchungen hat man bei Terrassenforschungen Kies- und Schotteranalysen einen grösseren Wert beigemessen. Mehrere Spezialarbeiten haben zu diesem Thema überraschend wertvolle Resultate erbracht (ZEUNER, 1933; ZING, 1935; RUECKLIN, 1935; VAN STRAATEN, 1946; MAARLEVELD, 1956 u.A.).

Neben der qualitativen Analyse der Kiese und Schotter, ist zur Bestimmung der klimatologischen Verhältnisse unter denen das Terrassenmaterial abgelagert wurde, eine quantitative Analyse von grösster Bedeutung. Bekanntlich hat Verwitterung unter einem kalten, ariden Klima einen anderen Effekt als unter einem warmen, feuchten Klima. Im ersten Fall herrscht die rein mechanische Verwitterung vor und finden sich auch chemisch leicht verwitterbare Komponenten im Schotterbestand. Im Gegensatz dazu ist unter einem warmen, feuchten Klima die chemische Verwitterung vorherrschend und verschwinden die chemisch leicht angreifbaren Gerölle schnell, so dass nur die sehr resistenten Komponenten, z.B. Quarz, übrig bleiben. Die Faktoren, die die petrographische Zusammensetzung des vom Fluss transportierten Materials bestimmen, sind neuerdings von MAARLEVELD (1956) zusammengefasst worden, so dass sich eine eingehende Betrachtung dieses Themas erübrigt. Auf die wichtigsten Faktoren sei jedoch in diesem Zusammenhang noch kurz hingewiesen.

Nicht nur chemisch kann die Zusammensetzung von Terrassenabsätzen grosse Unterschiede aufweisen, sondern auch strukturell. Einerseits gibt es Gesteine, die in mechanischer Hinsicht sehr resistent sind; andererseits werden auch Gesteine angetroffen, die schon bei geringer mechanischer Beanspruchung auseinander fallen. Eine derartige Beanspruchung bewirkt dann im Fluss eine mehr oder weniger weitgehende Verkleinerung und Zersplitterung des transportierten Materials, so dass das Mischungsverhältnis der verschiedenen zusammensetzenden Komponenten sich stromabwärts stark ändern kann.

Zuweilen treten vollständig neue Mischungsverhältnisse auf, stromabwärts der Mündung von Nebenflüssen, die nicht selten ein vom Hauptfluss abweichendes Schottermaterial führen. Ein typisches Beispiel hierfür bildet die Sauer, die den Moselschotter mit devonischem Schiefermaterial der Ardennen bereichert.

Weiterhin sind in vielen Fällen auch Änderungen des Mischungsverhältnisses in direktem Zusammenhang mit der Korngrösse des Materials beobachtet worden. Hierauf haben VAN STRAATEN, 1946; VAN ANDEL, 1950; ZONNEVELD, 1946; MAARLEVELD, 1956 u.A. hingewiesen. Bekanntlich nimmt in den meisten Fällen der Quarzgehalt zu bei Abnahme der Korngrösse, was nach MAARLEVELD (1956) aus

dem Habitus des ursprünglichen Gesteins zu erklären wäre. Maarleveld betont nämlich, dass Quarz oft in dünnen Adern erscheint, und u.a. aus diesem Grunde häufiger in den feineren Bestandteilen als in den gröberen angetroffen wird. Es sei jedoch bemerkt, dass Quarz auch in mächtigen Adern vorkommt, was sich erweist aus der Anwesenheit vieler sehr groben Quarze in den Terrassenschottern der Mosel. Eine Zunahme dieser Quarzkomponenten nach den feineren Korngrössefraktionen ist deshalb wohl hauptsächlich auf Spaltung und Zermalmung jener gröberen Komponenten zurückzuführen. Bei diesem Zerkleinerungsprozess nimmt der Gehalt an gröberen Quarzen ab, während gleichzeitig der Gehalt an feineren Quarzen ansteigt. Auch durch Spaltung und Zermalmung von z.B. Sandstein oder Granit können viele Quarzteilchen frei kommen, dadurch den Quarzgehalt erhöhen, und den Gehalt an Sandstein bzw. Granit entsprechend erniedrigen.

Der zunehmende Quarzgehalt bei den feineren Korngrößen kann weiter durch Verwitterung des Schottermaterials bedingt sein. ZEUNER (1933) meint, dass wenn die feineren Korngrössefraktionen ein fortgeschrittenes Stadium der Verwitterung des Schottermaterials darstellen, diese Fraktionen dann auch mehr hochresistente Bestandteile enthalten müssen. VAN STRAATEN (1946) bezweifelt, dass die kleineren Korngrössefraktionen ältere Gerölle darstellen, die während längerer Zeit der zerkleinernden Wirkung der Verwitterung ausgesetzt gewesen sind.

Kies- und Schotteranalysen sind immer fraktioniert vorzunehmen, wie aus den Arbeiten von BERGER, 1931; ZEUNER, 1933; ZING, 1935; RUECKLIN, 1935; VAN STRAATEN, 1946; MAARLEVELD, 1956 u.A. hervorgeht. Nach VAN STRAATEN (1946) ist es sinnlos, Schottervorkommen von verschiedenen Stellen hinsichtlich ihrer Zusammensetzung ohne Berücksichtigung der zugehörigen Korngrößen zu vergleichen. Die mittleren Korngrößen bei den verschiedenen Terrassen sind oft sehr unterschiedlich und bedingen schon durch diesen Grössenunterschied beträchtliche Differenzen in der Materialzusammensetzung. Am besten ist es, stets dieselben Korngrössefraktionen mit einander zu vergleichen.

Nach SZADÉCKY-KARDOSS (1932/1933) ist ebenfalls das Relief von Bedeutung für die Grösse der transportierten Teile. Auch die Form der Schotter spielt eine Rolle beim Materialtransport und demzufolge bei der Zusammensetzung. Kugelförmige und abgerundete Gerölle werden schneller transportiert als abgeplattete und eckige (ZING, 1935), so dass sehr eckige Gerölle sich stellenweise anhäufen können (SZADÉCKY-KARDOSS, 1934). Aus dem Vorhergehenden ergibt sich, dass die petrologische Zusammensetzung der vom Fluss transportierten Materiale von vielen Faktoren abhängig ist.

2. Zur Methodik der durchgeführten Schotteranalysen

Nach Eintragung der aufgefundenen Terrassenablagerungen auf die Karte wurde eine quantitative Kies- und Schotteranalyse vorgenommen.

Aus praktischen Gründen wurden für diese Arbeit nur diejenigen Korngrößen herangezogen, die noch mit blossem Auge oder jedenfalls mit der Lupe erkennbar waren. Wie aus den Arbeiten von VAN STRAATEN (1946) und MAARLEVELD (1956) hervorgeht, führt schon allein die Bestimmung des Quarzgehalts sicher und schnell zu exakten Ergebnissen. Natürlich haben die sporadisch auftretenden „Leitgerölle“ für die Bestimmung des Herkunftsgebietes der Schotter besondere Bedeutung. Es sei beispielsweise erinnert an das Vorkommen von Revinienquarzit in den Terrassenablagerungen im Südosten der Niederlande, wo dieses Gestein,

das in den Ardennen angetroffen wird, auf eine Maasablagerung hinweist. Da die Suche nach diesen sporadisch auftretenden Geröllen sehr zeitraubend ist und ausserdem der Zufallsfaktor bei ihrer eventuellen Anwesenheit eine zu grosse Rolle spielt, wurden sie vom Verfasser nicht berücksichtigt.

Die Wahl der zu den Analysen herangezogenen Korngrößen geschah auf Grund folgender Erwägungen. Bei starker Zerkleinerung verlieren viele Gesteine ihre typischen Merkmale, weshalb als untere Grenze 5 mm angenommen wurde in Analogie mit MAARLEVELD (1956). Die Fraktionen unter 4 mm können nach VAN STRAATEN (1946) nur im Laboratorium untersucht werden. Als obere Grenze wurde 30 mm gewählt (VAN STRAATEN, 1946 und MAARLEVELD, 1956). Würde man diese Grenze höher wählen, so hat dies den Nachteil, dass die Proben zu voluminös werden und damit schwer zu hantieren. Nach KRUMBEIN und SCHLOSS (1951) sind Teilchen über 30 mm kaum noch zu sieben. Es hat sich herausgestellt, dass für Untersuchungen im Gelände die Spanne von 5–30 mm am geeignetsten ist, obwohl man, um schnell arbeiten zu können, am besten 10 statt 5 mm als untere Grenze nimmt. Nach DOEGLAS (1952) soll man die Komponenten > 15 mm im Gelände untersuchen.

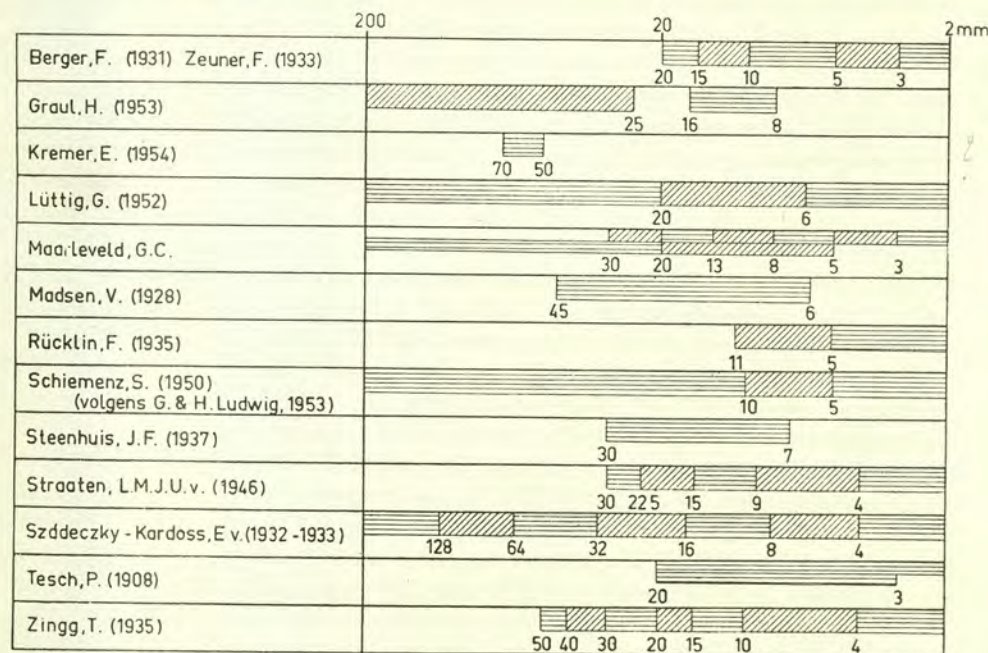


Abb. 11 — Die Einteilung in Fraktionen des Materials mit einer Korngrösse von 2 bis 200 mm durch verschiedene Untersucher.
(nach Maarleveld, 1956)

Besonders durch die Arbeit von ZEUNER (1933) hat sich die Bedeutung der fraktionierten Schotteranalyse herausgestellt. ZEUNER bringt auf Grund der Ergebnisse seiner Untersuchungen in Vorschlag die Fraktionen 15–10, 10–5, 5–3 und 3–2 mm zu untersuchen und von jeder Fraktion durch Zählung von 1000 Steinen den Prozentsatz der Komponenten zu bestimmen. Über die Aufteilung des Materials von 2–200 mm in Fraktionen existiert noch keine communis opinio, was vor kurzem noch von MAARLEVELD (1956) betont worden ist (siehe Abb. 11).

Dieser Untersucher hat die obere Grenze jeder Fraktion ungefähr 1,5 mal grösser als die untere angesetzt und teilt das Material auf in die Fraktionen 2–3, 3–5, 5–8, 8–13, 13–20, 20–30 und > 30 mm. Eine von ihm durchgeführte gesonderte Untersuchung der Fraktion von 5–8 mm ergab gegenüber der von 5–20 mm im allgemeinen keine deutliche Unterschiede oder nur solche von wenigen Prozent. Er betont aber, dass in besonderen Fällen z.B. in Gebieten mit vorwiegend grobem Material, Unterschiede in der Zusammensetzung zwischen den verschiedenen Fraktionen auftreten können. Wie auch bei der Schwermineralanalyse, hat das Untersuchen von vielen Fraktionen den Nachteil, dass die Probemenge der zu untersuchenden Teilchen sehr gross wird, überdies ist es schwer die Zusammensetzung des ganzen Materials zu übersehen (DOEGLAS, 1952; MAARLEVELD, 1956). Es sei jedoch bemerkt, dass die quantitative Schotteranalyse grösseren Wert bekommt, wenn auch die kleineren Fraktionen betrachtet werden und bei der Probeentnahme sämtliche Korngrössen gesammelt werden. Der Umstand, dass in vielen Fällen nur Reste des Schotterkörpers erhalten geblieben sind und an der luxemburgischen Mosel oft nur eine sehr dünne Geröllbestreuung auf den mesozoischen Schichten aufgefunden wurde, erklärt ohne weiteres das Fehlen geeigneter Aufschlüsse wie sie anderswo etwa in Kiesgruben vorliegen. Im Untersuchungsgebiet konnten für die Probeentnahme nur einige wenige Kiesgruben gebraucht werden. Meistens mussten die Proben auf Ackerböden im Gelände gesammelt werden. Dies hat den Nachteil, dass die Möglichkeit einer subjektiven Beeinflussung der Analyseergebnisse besteht, weil man oft unwillkürlich dazu neigt hauptsächlich helle, auffallende Gerölle zu sammeln und andere, dunkle, in den Verwitterungsböden nicht auffallende Gerölle zu übersehen. Bei visuell dünner Schotterbedeckung ist es nicht möglich, auch die eventuell zugehörigen feinen Korngrössen (< 2 mm) zu sammeln, da keine Sicherheit bestehen kann, dass bei der Probeentnahme kein Material aus den unterlagernden Keuper- oder Muschelkalkschichten hineingekommen ist. Es hat sich erwiesen, dass Untersuchungen an grösserem Material zu exakten Ergebnissen führen können. Die in den Niederlanden von MAARLEVELD (1952, 1956) vorgenommenen Kiesanalysen haben die Trennung von Rhein- und Maasschotter sowie von glazialen Ablagerungen östlicher und nördlicher Herkunft ermöglicht.

Zur Trennung der verschiedenen Fraktionen wurden Metallsiebe mit runden Löchern verwendet. Als Fraktionsgrenzen wurden vom Verfasser 5, 10, 20 und 30 mm angesetzt. In dieser Weise wurde das Material in fünf Fraktionen getrennt, d.h. mit dem grössten Siebe in zwei Fraktionen > 30 mm und < 30 mm. Das Material > 30 mm (Fraktion I) wurde nicht untersucht. Mit den anderen Sieben war es möglich die Fraktionen II (30–20 mm), III (20–10 mm), IV (10–5 mm) und V (< 5 mm) von einander zu trennen. Das Kiesmaterial (Fraktion V) < 5 mm wurde nicht untersucht, während auch die Fraktion IV (5–10 mm) nur an einigen wenigen Stellen analysiert werden konnte. Die petrologische Analyse begründet sich damit hauptsächlich auf den Fraktionen III (10–20 mm) und II (20–30 mm), d.h. dass nach der Einteilung von CORRENS, 1949; NIGGLI, 1952; FISCHER und UDLUFT, 1936 der grösste Feinkies und der feinste Grobkies herangezogen wurden; nach DOEGLAS (1952) die groben Gerölle (10–20 mm) und die kleinste Fraktion der Steine (20–200 mm).

Die Frage, wieviel Teile für eine Probe gezählt werden sollen, hängt zusammen mit dem Genauigkeitsgrad den man erreichen will. Nach ZEUNER, 1933; BERGER, 1931, und VAN STRAATEN, 1946 ist das Zählen von wenigstens 1000 Teilen pro Frak-

tionsprobe erforderlich, erst dann kann man nahezu sicher sein, dass das Resultat den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. DRYDEN (1931) betont jedoch, dass es in den meisten Fällen genügt 300 Teile zu zählen. Auch KRUMBEIN und PETTIJOHN (1938) sind der Auffassung, dass 300 Teile genügen, wie auch von MAARLEVELD (1956) angenommen wurde. Aus den Kurven von VAN STRAATEN (1946) und DRYDEN (1931) geht hervor, dass beim Zählen von 300 Teilen die Fehler in den Ergebnissen nicht mehr als einige wenige Prozent betragen werden. Die Genauigkeit nimmt bei 1000 Teilchen nicht nennenswert zu im Vergleich zur äusserst zeitraubenden Arbeit die damit verbunden wäre (EDELMAN, 1933, VAN ANDEL, 1950). KREMER (1954) zählte in jeder Probe etwa 500 Teile.

Aus diesen Gründen wurde vom Verfasser pro Fraktionsprobe mindestens 300 Steine gezählt, in vielen Fällen jedoch bedeutend mehr. Die gesammelten Proben (nicht selten im Ackerboden zusammengesucht) wurden an Ort und Stelle gesiebt und fraktionsweise analysiert. Sporadisch auftretende sowie nicht im Gelände analysierbare Gerölle wurden in einer Restgruppe zusammengefasst. Die örtlichen Verwitterungsprodukte, wie z.B. aus den Talgehängen herrührende Muschelkalksteine, wurden als nicht zu den Schotter- und Kiesablagerungen gehörig aus den Proben entfernt und nicht gezählt. Nach DOEGLAS (1952) gehören zu den klastischen Gesteinen nur diejenigen Materiale, die von Wasser, Eis, Wind u.dgl. erfasst und weiter verfrachtet worden sind.

Es sind vor allem die leicht erkennbaren Gesteine, wie Quarze, Quarzite, Granite u.s.w., die in diesem Zusammenhang von Bedeutung sind und die in den verschiedenen Terrassensedimenten in wechselndem Prozentsatz angetroffen wurden. Dabei liessen sich nachfolgende Gesteinsgruppen unterscheiden:

a. Quarzgruppe

Wie in den meisten Flussablagerungen, bildet auch in den Moselschottern der Quarz die wichtigste Komponente. Im allgemeinen ist dieses Gestein wegen seiner weissen Farbe leicht erkennbar. Die trüben, undurchsichtigen, weiss bis hellgrau gefärbten Quarze werden vielfach als Milchquarze bezeichnet. Daneben finden sich in den Moselschottern viele ungefärbte, durchscheinende, sowie sporadisch auch rosa gefärbte Exemplare, letztere besonders in den kleineren Durchmesser.

Bei einigen Quarzarten ist wegen der Aggregatstruktur schwierig festzustellen, ob das Gestein zu den Quarzen oder zu den Quarziten gehört. Auf diese Schwierigkeit haben VAN STRAATEN (1946) für die altpleistozänen Maasschotter in den südöstlichen Niederlanden und MAARLEVELD (1956) für die nordwestdeutschen Kaolin-sande hingewiesen. MAARLEVELD betont, dass bei den Analysen leicht ein zu hoher Quarzgehalt angesetzt wird, wenn aus reinen Quarzteilchen zusammengesetzte Quarzite nicht als solche erkannt werden können. Für die Moselschotter existieren ähnliche Schwierigkeiten.

Obwohl von einigen Forschern (VAN BAREN, 1934) die unterschiedenen Quarzvarietäten getrennt untersucht wurden, ist diese Methode vom Verfasser einfachheitshalber nicht gefolgt. Es wird hier nur der Gesamtgehalt an Quarz berücksichtigt.

b. Quarzitgruppe

Neben Quarz wird in den Moselschottern vor allem Quarzit angetroffen. Auch dieser Bestandteil lässt sich im allgemeinen unschwer erkennen. Er erscheint hauptsächlich in zwei oder drei Varietäten. Erstens werden dazu die gelb gefärbten, oft

sehr groben, kantengerundeten bis gut abgerundeten Quarzitgerölle gerechnet. Sie bilden einen wichtigen Bestandteil des Moselschotter. Daneben treten hellgrau bis intensiv rot gefärbte Quarzite auf. Im Vergleich mit der gelben Varietät sind sie relativ gering in Anzahl. Zuweilen finden sich jedoch ganze Schotterfelder, die wegen ihrer Anwesenheit rötlich aussehen. Nicht selten sind die grau gefärbten Quarzite sehr eckig, was auf geringere Transportstrecke hinweisen kann. Schliesslich erscheint Quarzit in Formen wie unter a beschrieben und ist dann schwer von Quarz zu unterscheiden.

c. *Granitgruppe*

In diese Gruppe wurden die verschiedenen Arten von Granit zusammengebracht, die in vielen, besonders den jüngeren Terrassenablagerungen angetroffen werden. Als kristalline Gesteinsgruppe sind sie leicht zu erkennen. Neben Amphibolgranit, gehören Biotitgranit und Zweiglimmergranit zu dieser Gruppe. Diese Granitarten stammen aus den Vogesen.

d. *Sandsteingruppe*

In den meisten Terrassenschottern der Mosel sind verschiedene Arten von Sandstein nachgewiesen worden. Zu den meist bekannten gehören wohl die Buntsandsteine, die vornehmlich aus den Vogesen herrühren und wegen ihrer rötlichen Farbe leicht zu erkennen sind. Sie sind meistens stark abgerundet. Daneben lassen sich noch Gerölle des Lias-, und Rhätsandsteins unterscheiden, sowie solche aus dem sandigen Unteren Muschelkalk. Letztere sind im allgemeinen nur schwach vertreten und stammen teilweise aus der unmittelbar angrenzenden mesozoischen Schichtstufenlandschaft, sind daher oft nur über relativ kurze Entfernung verfrachtet worden.

e. *Lydit/Radiolaritgruppe*

Diese Gruppe umfasst die typischen dunkelblau bis schwarz oder dunkelbraun gefärbten, oft mit kleinen weissen Quarzadern durchzogenen sehr feinkörnigen Kieselgesteine. Im Gelände können Lydite und Radiolarite nicht mit blossen Auge unterschieden werden, so dass beide Komponenten zu einer Gruppe zusammengefasst wurden (OOSTING, 1922; MAARLEVELD, 1956). In nahezu allen Schotterablagerungen der Mosel sind sie aufgefunden worden, obwohl nur in einigen wenigen Prozent. Wahrscheinlich muss das Herkunftsgebiet in den Vogesen und im Hunsrück gesucht werden.

f. *Kalkoolithgruppe*

Kalkoolith ist in einigen Schotterablagerungen der Mosel in wechselnder Häufigkeit angetroffen. Im allgemeinen kommt das Gestein nur in geringerem Gehalt in den Kiesen und Schottern vor (bis 1 oder 2%). An einigen Stellen wurde es jedoch in einem relativ hohen Gehalt aufgefunden, so dass es dort ein wesentlicher Bestandteil darstellt. Auffallenderweise kommt es vor allem in dem feineren Material < 1 cm vor, das jedoch nur ausnahmsweise untersucht wurde. Deshalb ist es nicht ausgeschlossen, dass auch im feineren Material der anderen Terrassensedimente dieses Gestein vorhanden ist. Die angetroffenen Exemplare waren meistens stark abgeplattet wie Münzen, daneben kamen auch ei- bis kugelförmige Kalkoolithgerölle vor. Die Gesteine dieser Gruppe sind durch ihre Struktur von konzentrisch aufgebauten Ooiden charakterisiert.

g. *Porphyrgruppe*

Porphyrit ist nur in einigen wenigen Terrassenablagerungen, besonders in den jüngeren, angetroffen. Als kristallinisches Gestein leicht erkennbar durch Anwesenheit von Phenokristen.

h. *Restgruppe*

Diese Gruppe enthält mehrere Gesteinsarten von geringfügiger Bedeutung sowie unbekannte Komponenten. So gehören die sporadisch auftretenden Achatgerölle dazu und die vereinzelt aufgefundenen Feuersteine. Im grossen und ganzen spielt diese Gruppe eine untergeordnete Rolle.

Um Missverständnis vorzubeugen sei betont, dass die Ergebnisse der quantitativen Kies- und Schotteranalyse nur auf die Terrassengliederung im Untersuchungsgebiet bezogen werden können. Bei der Aufnahme von Nebenflüssen, wie z.B. der Sauer bei Wasserbillig, kann die petrologische Zusammensetzung des vom Fluss transportierten Materials eingreifend geändert werden. So hat die Sauer ihr Einzugsgebiet im devonischen Schiefer der Ardennen und stromabwärts von Wasserbillig ändert sich somit das Mischungsverhältnis des Moselschotter durch Aufnahme des oberhalb Wasserbillig vollständig fehlenden Schiefers wesentlich.

An Stellen, wo dünne Schotterbestreuungen vorkommen und der Böden oft für Acker- und Gartenbau benutzt wird, wandern die Gerölle beim Pflügen der Äcker nicht nur horizontal, sondern auch vertikal. Gesteine, die während einiger Zeit dem Auge entzogen sind, kommen bei der nächsten Bearbeitung des Ackers wieder an die Oberfläche und fallen dann vor allem nach einem Regenschauer deutlich auf. Bei der Aufnahme derartig dünner Schotterbestreuungen muss man sehr vorsichtig sein und das Gelände mehrmals besuchen.

Besonders muss man im Untersuchungsgebiet auf die sog. Kulturschotter bedacht sein, deren Vorkommen auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen ist. Der nach Osten gerichtete luxemburgische Moseltalhang ist nahezu überall mit Reben bebaut. Die dazu erforderliche intensive Bodenbearbeitung fördert die Denudation und der abgetragene Kulturboden wird deshalb von den Winzern ersetzt durch ortsfremdes Material, das nicht selten auch Gerölle enthält. Schotteranalysen durchgeführt an Material der sog. Engtalterrassen führen deshalb leicht zu unzuverlässigen Resultaten.

Neben diesen „Kulturschottern“ finden sich stellenweise Gerölle die von verwitterten anstehenden Konglomeratschichten herrühren. Diese können leicht am Steilrand abrutschen und sich auf tiefer gelegene Terrassenflächen ablagern.

3. *Die Unterscheidung der verschiedenen Terrassen auf Grund ihrer schotterpetrologischen Zusammensetzung*

Die Ergebnisse der Kies- und Schotteranalysen ermöglichen eine Gliederung der Terrassenablagerungen der Mosel nach verschiedenen Gruppen. Die Verbreitung dieser Terrassengruppen ist auf der Übersichtskarte (Beilage Nr. 1) dargestellt. Diese Gliederung der verschiedenen Terrassen wurde hauptsächlich nach dem Quarzgehalt ihrer Kies- und Schotterabsätze durchgeführt. Es sei hier jedoch bemerkt, dass man der Schotteranalyse an sich keinen entscheidenden Wert beilegen muss. Erstens sind die meisten Proben aus an der Oberfläche lagernden relativ dünnen Schotterablagerungen gesammelt worden und nur wenige in dafür

geeigneten Gruben. Da ferner bei den Analysen nur je 300–500 Steine untersucht wurden, können die Ergebnisse kleine Fehler aufweisen. Ausserdem ist nicht zu erwarten, dass die Schotter einer Terrasse nur durch einen bestimmten Quarzgehalt gekennzeichnet sind. So können durch Denudation und Erosion ältere, quarzreichere Schotter mit jüngeren, Quarzärmeren vermischt werden, wodurch eine abweichende Zusammensetzung entsteht. Aufnahme von derartig aufgearbeitetem Material gehört immer zu den Möglichkeiten. Eine stromabwärts gelegene Terrasse zeigt stellenweise oft dieselbe petrologische Zusammensetzung als stromaufwärts gelegene Teile einer älteren Terrasse. Hierauf hat VAN STRAATEN (1946) aufmerksam gemacht. Aus diesen Gründen erfolgte die Gliederung der verschiedenen Terrassenablagerungen nicht ausschliesslich nach schotterpetrologischen, sondern gleichfalls nach morphologischen Befunden.

In dieser Weise können auf dem luxemburgischen Talhang der Mosel sieben verschiedene Terrassengruppen charakterisiert werden. Die Ergebnisse der zu diesen Gruppen gehörigen Schotter- und Kiesanalysen finden sich in der Tabelle 1.

Gruppe I

Das in grosser Höhe und weit von der Mosel entfernt gelegene Schottervorkommen auf dem Herrnberg (330–335 m ü.M.) bei Gostingen wird zur ersten Gruppe gerechnet.

Die Analysenergebnisse der Fraktionen II und III (Probe Nr. 45) zeigen sehr hohe Prozentsätze an Quarz, nämlich 75 bzw. 84. Daneben ist auch der Quarzit stark vertreten. Sandsteine, Lydite und Granite bilden zusammen weniger als 5% der Probemenge. Diese petrologische Zusammensetzung ist kennzeichnend für alte Terrassensedimente und entspricht bestimmten klimatologischen Verhältnissen während ihrer Ablagerung. Der hohe Gehalt an Quarz und Quarzit und der geringe Sandstein- und Granitgehalt weisen auf eine kräftige chemische Verwitterung des Materials hin. Durch diese Verwitterung sind vorwiegend resistente Gesteine wie Quarz und Quarzit erhalten geblieben.

Auf Grund dieses sehr hohen Quarzgehalts und der Höhenlage (330 m) sowie der grossen Entfernung von der Mosel (± 5 km) ist diesem Schottervorkommen mit sehr grosser Wahrscheinlichkeit ein jung tertiäres, d.h. pliozänes Alter zuzuschreiben.

Hervorzuheben ist, dass dieses Schottervorkommen einen kleinen Prozentsatz an Granit enthält (1–3 Granite auf 300 andere Gerölle). Die These dass Granite in dieser grossen Höhenlage in den Moselschottern fehlen (LUCIUS, 1948 und KREMER, 1954) trifft für das luxemburgische Moselgebiet nicht zu. Dass Granite stromabwärts nicht oder kaum angetroffen worden sind, wird verständlich wenn man ihr sporadisches Auftreten in Luxemburg betrachtet. Ihre Anwesenheit in den ältesten Terrassenablagerungen im luxemburgischen Gebiet beweist, dass die Meurthemosel schon im Pliozän den Granitkern der Vogesen angeschnitten hat.

Es wäre noch die Möglichkeit zu prüfen, ob hier vielleicht Schotterreste einer tertiären Rumpffläche vorliegen. Dafür spricht der hohe Quarzgehalt. Die anderen Bestandteile jedoch, wie die Quarzite, Lydit/Radiolarite, Sandsteine und besonders der Granit sind grob und zeigen vollkommene Ähnlichkeit mit den jüngeren Moselschottern, so dass die Vermutung nahe liegt, dass es sich auch hier um eine Moselablagerung handelt; die Anwesenheit von Graniten, die aus den Vogesen stammen, darf als ein weiterer Beweis gelten. Das Herrnbergniveau, auf dem die Schotter lagern, stellt einen Horst dar; es kann daher vermutet werden, dass

jüngere tektonische Hebungen die Schotter in ihre heutige Höhenlage gebracht haben.

Der Verfasser ist sich bewusst, dass die Ergebnisse einer einzigen Analyse keine definitiven Folgerungen erlauben. Die Gesamtmenge dieser Schotter ist jedoch unbedeutend, so dass auf die Entnahme mehrerer Proben im Rahmen dieser Arbeit verzichtet wurde.

Gruppe II

In dieser Gruppe sind die meisten Schottervorkommen des 300 m Niveaus zusammengefasst. Das Strombergniveau (300–310 m ü.M.) wird zu dieser Gruppe gerechnet. Das hierauf lagernde Schottermaterial wurde nicht analysiert; der hohe Quarz- und Quarzitgehalt ist auffallend.

Weiterhin ist der Terrassenrest Loosen südöstlich von Burmerange zu dieser Gruppe zu rechnen (Probe Nr. 79). Der Quarzgehalt der Gerölle ist sehr hoch und beträgt für die Fraktionen II und III 75% bzw. 83%. Ferner ist dieses Schottermaterial vornehmlich aus Quarziten zusammengesetzt (19% bzw. 14%) und einem geringen Gehalt an Sandstein, während vereinzelte Granitgerölle aufgefunden wurden. Auf Grund dieser Zusammensetzung, die sich kaum von der Gruppe I abhebt, müsste man diesem Schottervorkommen ebenfalls ein pliozänes Alter zuweisen. Besonders der hohe Prozentsatz an resistenten Komponenten wäre dafür ein Beweis. Es wurde auch hier jedoch nur eine Probe entnommen, da wieder sehr wenig Material vorhanden war. Wenn auch dieses Schottermaterial eine tertiäre Ablagerung darstellen kann, so muss mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass es tektonisch abgesunken ist.

Ausser dem hohen Quarzgehalt, der ein hohes Alter dieser Ablagerungen vermuten lässt, liegen keine weiteren Hinweise für tektonische Bewegungen in der jüngsten Zeit vor. Morphologisch schaltet sich das kleine Plateau Loosen ohne Schwierigkeiten in das stark verbreitete 300 m Niveau ein.

Auch die Einzelgerölle auf Konzer Theilen sind besonders reich an Quarzen, die sehr grob sind (bis Faustgrösse). Es ist fraglich ob es sich hier um eine Moselablagerung handelt oder um Rumpfflächegerölle. Obwohl der Schotter nahezu vollständig aus Quarzen und einigen wenigen Quarziten zusammengesetzt ist, und sich sowohl dadurch als durch die gelbe Eisenoxydhaut der Gerölle von den normalen Moselschottern unterscheidet, so ist die Grösse der Komponenten, sowie auch ihre Lage nahe der Mosel wohl kaum anders zu erklären als durch die Annahme, dass hier eine wohl sehr alte Moselablagerung vorliegt.

In der Umgebung der Dörfer Ahn–Wormeldange–Niederdonven–Oberdonven und Gostingen ist das 300 m Niveau deutlich als Terrasse ausgeprägt. Die vereinzelt auf diesem Niveau lagernden Schottervorkommen zeigen einen derartig abweichenden Quarzgehalt, dass sie sicher eine jüngere Aufschüttung darstellen und deswegen einer anderen Terrassengruppe angehören. Sie sind in Gruppe III gestellt und werden dort einer näheren Betrachtung unterzogen.

Stromabwärts werden die Schotterablagerungen auf dem Rücken der Wasserscheide zwischen Syre und Mosel bei Grevenmacher in diese Terrassengruppe eingeordnet. Auf dem Plateau Berg (290–296 m) zwischen Wecker und Grevenmacher finden sich vereinzelt Gerölle, besonders am S bis SW Hang. Die Gerölle sind jedoch so gering in Anzahl, dass eine quantitative Analyse nicht vorgenommen werden konnte. Es wurden hier insgesamt 180 Gerölle gesammelt (Probe Nr. 24) und zwar in allen Korngrössen; vorherrschend war die Fraktion 10–20 mm. Das

Material war vornehmlich aus Quarzen (70%) und Quarziten (17%) zusammengesetzt. Daneben fanden sich Granite (6%), Sandsteine (4%), Lydit/Radiolarite (2%) und Kalkoolithe (1%). Auffallend ist der hohe Quarz- und Granitanteil. Da diese Prozentsätze sich nicht auf eine bestimmte Fraktion, sondern auf dem Gesamtmaterial beziehen, können sie nicht mit den anderen Analyseergebnissen verglichen werden; trotzdem sind sie ein Beweis dafür, dass Granitgerölle auf so hochgelegenen Terrassen vorkommen.

Der Plateaurücken der Wasserscheide lässt sich weiter in nordöstlicher Richtung verfolgen. Nur bei dem Grauenstein haben sich Reste einer Schotterablagerung erhalten. Diese wurden zu Gruppe II gerechnet (Probe Nr. 21). Die Fraktionen II und III enthalten 70% bzw. 79% an Quarzgeröllen. Der Gehalt an Quarziten ist ebenfalls relativ hoch, nämlich 23% bzw. 12%. In der Fraktion III wurden zwei Granitgerölle aufgefunden.

Schliesslich sei bemerkt, dass das 300 m Niveau, wie schon erwähnt, zwar an vielen Stellen morphologisch schön ausgeprägt ist, leider jedoch in den meisten Fällen keine Terrassenablagerungen mehr aufweist.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass diese Terrassengruppe sich durch einen hohen Quarzgehalt kennzeichnet (im Durchschnitt für die Fraktionen II und III: 72% bzw. 81%). Obwohl das spärliche Analysenmaterial kaum Vergleichsmöglichkeiten bietet, sei doch auf die leichte Abnahme des Quarzgehalts im Vergleich zu Gruppe I hingewiesen. Der Gehalt an Quarziten ist relativ hoch, während Sandsteine, Kalkoolithe und Lydit/Radiolarite nur eine untergeordnete Rolle spielen. Ferner wurden einige wenige Granite angetroffen. Diese petrologische Zusammensetzung deutet auf ein hohes, mindestens altpleistozänes Alter der Terrasse.

Gruppe III

In diese Gruppe wurden diejenigen Niveaus zusammengebracht, die wegen ihrer gewöhnlich breit entwickelten Fläche als Plateau- oder Hauptterrasse bezeichnet werden. Im luxemburgischen Moselgebiet sind rein morphologisch zwei selbständige Stufen anweisbar, die sich auch petrologisch deutlich unterscheiden. Die obere Stufe lässt sich mit Ausnahme des Gebietes in der Nähe von Ahn, das höher liegt, in einer Höhe von etwa 260–280 m an der Mosel entlang verfolgen.

Das schotterbedeckte Plateau Konzer Theilen (275–287 m) westlich des Strombergs gehört vielleicht noch dazu, wobei allerdings die Möglichkeit zu berücksichtigen ist, dass sich dieses Plateau in jüngerer Zeit tektonisch gesenkt haben kann. Es liegen hier zu wenig Gerölle vor um eine quantitative Schotteranalyse durchzuführen, so dass die Einordnung dieser Terrassenfläche schwierig ist.

Das Schotterfreie Liasplateau bei Burmerange–Remerschen und bei Elvanges-Burmerange liegt im Niveau dieser Terrassengruppe, sowie der Felzberg und Auf Plohen.

Moselablagerungen sind auf dem Felzberg nirgends nachgewiesen worden. Das Felzbergniveau könnte eine Denudationsterrasse sein. Wahrscheinlicher ist es jedoch, dass durch Erosion der einst vorhandene Schotterkörper völlig abgetragen ist und es sich hier um eine Felsterrasse handelt. Hierfür sprechen auch die Beobachtungen auf dem 1 km nach NW gelegenen Rhätsandsteinplateau Auf Plohen.

Im Gegensatz zum Felzbergplateau wurde auf dem 285 m Niveau Auf Plohen ein sehr deutlicher Rest eines Moselschotterkörpers auf dem auch hier durch Verwitterung des Rhätsandsteins stark sandigen Boden angetroffen. Dazwischen fin-

den sich hier und da Gerölle aus dem Basalkonglomerat des Rhäts. Die ausverwitterten Konglomeratgerölle sind leicht zu erkennen an ihrer dunklen Farbe, die durch oberflächliche Verwitterung entstanden ist. Ausserdem findet man manchmal zusammengebackene Gerölle. Die Moselgerölle hingegen weisen ein frisches nicht verwittertes Äussere auf und sind bunt zusammengesetzt.

Da nicht genügend Material vorhanden war musste auf eine quantitative Analyse verzichtet werden. Die Gerölle sind vornehmlich zusammengesetzt aus Quarzen und für die Moselschotter charakteristisch rötlich gefärbten Quarziten. Daneben treten untergeordnet Lydit/Radiolarit-, Kalkoolith- und sogar vereinzelte Granitgerölle auf. Diese an sich dünne Schotterbestreuung typischer Moselgesteine kennzeichnet dieses Niveau als ehemaligen Talboden der Mosel. Es stellt eine Erosionsterrasse dar. Das in der Nähe gelegene Plateau des Felzberges hängt mit dieser Terrasse zusammen und ist – obwohl eine Schotterbedeckung heutzutage fehlt – nicht als Denudationsterrasse zu betrachten.

Das Scheuerbergplateau westlich von Bech-Kleinmacher trägt ebenfalls eine Rhätsandsteinkappe, liegt jedoch in einer Höhe von etwa 285–290 m ü.M. Auch auf dem sandigen Verwitterungsboden dieses Berges finden sich vereinzelt Gerölle, die in qualitativer Hinsicht von den Schottern auf dem Plateaurest Auf Plohen verschieden sind. Es handelt sich hier meistens um sehr dunkle Quarz- oder quarzische, dann und wann verkittete Gerölle, die aus dem Rhätsbasalkonglomerat stammen. Am wahrscheinlichsten ist es, dass es sich hier um eine Denudationsterrasse handelt.

Stromabwärts sind in der Nähe von Ahn–Machtum–Nieder- und Oberdonven mehrere Terrassenniveaus zu dieser Gruppe zu rechnen. Erstens gehört das Niveau des Elterbergs und des Wackelderbergs das bei Ahn direkt an der Mosel liegt, dazu. Auf dem Wackelderberg sowie auf dem Elterberg lagert ein bedeutender Schotterkörper. (Proben Nr. 32–39).

Die an verschiedenen Stellen auf dem Wackelderberg entnommenen Proben weisen nur geringe Variationen des Quarzgehalts auf, der im Durchschnitt für die beiden Fraktionen II und III 62% bzw. 69% beträgt. Der Gehalt an Quarziten schwankt um 25%. Granite wurden nur sporadisch gefunden.

Auf dem Elterberg beträgt der Quarzgehalt im Durchschnitt 65% bzw. 67%. Dieser Wert ist annähernd derselbe als auf dem Wackelderbergniveau. Von den anderen Komponenten ist der Quarzit am häufigsten vertreten, während Granite auffallenderweise in keiner der Proben angetroffen wurden. Auf dem Plateau nordwestlich von Niederdonven sind zwei Proben untersucht worden und zwar Probe Nr. 43 auf Grosselt und Nr. 44 beim Kreuzbusch. Erstere weist einen Quarzgehalt von 65% bzw. 82% auf, letztere 65% bzw. 73% in den Fraktionen II und III. Die Werte vom Niveau Grosselt sind nur bedingt zuverlässig, weil das Gebiet stark bewaldet ist, gute Aufschlüsse fehlen und das Material zu einer Probe förmlich zusammengesucht werden musste. Letzteres ist wahrscheinlich der Grund, dass bei der Probeentnahme die wegen ihrer hellen Farbe auffallenden Quarze gewissermassen selektiert werden. Granite wurden keine gefunden.

Beim Kreuzbusch fand sich ein Granit auf 400 anderen Geröllen. Von den anderen Komponenten ist Quarzit der bedeutendste (20 bis 26%). Auch kommen mehrere Blöcke sog. Tertiärquarzit vor.

Die kleineren Schottervorkommen auf dem Bauschberg bei Niederdonven, sowie auf Toschacker und Hangeberg bei Oberdonven werden ebenfalls dieser Gruppe zugeordnet, obwohl die Spärlichkeit der Schottervorkommen keine quantitative

Analyse ermöglichen. Über den Quarzgehalt dieses Materials können somit keine Angaben gemacht werden. Sämtliche oben erwähnte Schottervorkommen (auf dem Elterberg, Wackelderberg, Bauschberg, Hangeberg, Toschacker und auf Grosselt, Ludert und bei Kreuzbusch) lagern jedoch in einer Höhe von etwa 300 m, was nicht der allgemeinen Höhenlage dieser Gruppe (260–280 m) entspricht. Auf Grund der petrologischen Zusammensetzung einiger dieser Schotterkörper gehören sie jedoch nach Ansicht des Verfassers bestimmt zu dieser Gruppe. Der Prozentsatz an Quarzgeröllen ist bedeutend niedriger als der bei Gruppe II gefundene, wobei allerdings insofern ein Vorbehalt am Platze ist, dass letzterer als Durchschnittswert von nur zwei Proben ermittelt wurde. Ordnen wir somit die betreffenden Schottervorkommen in Gruppe III ein, so führt dies logisch zur Annahme einer Terrassenverbiegung in der Gegend von Ahn. Der Verfasser vertritt daher die Ansicht, dass sich diese Terrasse nach ihrer Ausbildung wenigstens um 20 bis 25 m gehoben hat. Für eine tektonische Aufhebung dieses Gebietes liegen auch rein geologische und morphologische Beweise vor.

Erstens zieht zwischen Ahn und Machtum die Hebungsachse des Mittelmoselsattels durch, der sich im luxemburgischen Moseltalhang an der weitwelligeren Verbiegung der dünnen Orbicularis-Schichten (mm^2) und des Linguladolomits (mm^2) deutlich erkennbar macht. Gerade ausserhalb Wormeldange tauchen die Orbicularis-Schichten im Talhang auf (Höhenlage an der Moselstrasse etwa 139 m). Stromabwärts steigen diese Schichten allmählich an, treten bei Ahn auf etwa 155 m zutage und erreichen auf 177 m beim Hohfels halbwegs Ahn und Machtum ihre maximale Höhe. Stromabwärts dieser Stelle senken sich die Schichten über relativ kurze Entfernung und erreichen kurz vor dem Dorf Machtum wieder nahezu das Niveau der Moselstrasse (139 m). Auf einer Strecke von etwa 5 km beträgt die Aufwölbung also rund 40 m. Stromaufwärts von Wormeldange tauchen die Schichten jedoch unter die Talauflage, so dass die wahre Amplitude nicht erkennbar ist. Betrachten wir die Basis der höher im Talhang anstehenden Nodosus-Schichten, so stellt sich heraus dass diese bei Machtum in einer Höhe von etwa 240 m liegt, in der Richtung von Ahn ansteigt, bei dem Hohfels halbwegs der beiden Dörfer seine maximale Höhe von 280 m erreicht, um sich nach Ahn hin zu senken bis sie zwischen Ahn und Wormeldange wieder im 240 m Niveau im Talhang zutage tritt. Auch daraus geht eine Aufwölbung von etwa 40 m hervor. Auch diese Basis senkt sich jedoch stromaufwärts, liegt oberhalb Wormeldange schon in einer Höhe von etwa 180 m und stösst dort an einer Verwerfung ab. Die tektonische Aufwölbung dieses Gebietes geht aus diesen Daten klar hervor. Obwohl sich nach Lucius (1948) schon während der Ablagerung der Trias und des Jura Bodenbewegungen geltend machten, die schwache Faltungen erzeugten, müsste die Hauptfaltung jedoch im mittleren und oberen Tertiär als Nachwirkung der alpinen Gebirgsbildung erfolgt sein. Die Heraushebung des Mittelmoselsattels stammt demzufolge wenigstens aus dem Miozän/Pliozän. Auf Grund der petrologischen Zusammensetzung der Schotter auf dem 300 m Niveau in der Nähe von Ahn–Ober- und Niederdonven, kann eine jüngere, also pleistozäne Hebung der 260–280 m Terrasse und der älteren Terrassen um etwa 20–25 m angenommen werden.

Zweitens kann folgende morphologische Beobachtung gemacht werden. Verfolgt man stromabwärts von Wormeldange die hart am Fluss liegende Plateauterrasse, so fällt auch hier die Aufwölbung deutlich auf. Die Terrassenoberkante liegt bei Wormeldange in einer Höhe von etwa 250 m (Koepchen) und steigt dann strom-

Tabelle 1

Probe Nr.	Probestelle
1	Wasserbillig
2	Wasserbillig
3	Wasserbillig
4	Wasserbillig
5	Wasserbillig
6	Wasserbillig
7	Mertert
8	Mertert
9	Mertert
10	Mertert
11	Mertert
12	Münschecker
13	Münschecker
14	Grevenmacher
15	Grevenmacher

abwärts an bis auf den Elterberg bei Ahn (297 m). Jenseits des Donverbachs liegt das Niveau des Palmbergs in einer Höhe von etwa 250 m. Die Terrassenoberfläche steigt stromabwärts wieder an bis 307 m auf den Wackelderberg, um sich dann allmählich über den Hohfels (280 m) zu senken bis auf den Plateaurücken Hirscht bei Machtum, wo die normale Höhenlage von etwa 263 m erreicht wird. Auch aus morphologischen Gründen kann daher zu einer tektonischen Hebung geschlossen werden.

Das Terrassenniveau Toschacker—Hangeberg westlich des Grabens von Machtum gelegen bildet einen Horst und liegt mit seinen höchsten Teilen in etwa 316 m Höhe, d.h. rund 10 m höher als das Niveau des Elterbergs und des Wackelderbergs bei Ahn. Es liegt die Vermutung nahe, dass sich im Pleistozän dieser Horst um etwa 10 m herausgehoben hat, was allerdings aus den spärlichen Schotterresten nicht bewiesen werden kann. Diese Annahme begründet sich somit ausschliesslich auf die grosse Höhenlage und die Tatsache, dass dieses Niveau geologisch und morphologisch einen Horst darstellt.

Morphologisch ist die Tatsache bedeutsam, dass die Plateauterrassen bei Ahn und Wormeldange zuerst eine kleine ebene Fläche in einer Höhe von etwa 250 m aufweisen (Koepchen und Palmberg) und dann stromabwärts allmählich ansteigen bis etwa 300 m. Auffallenderweise biegen der Donverbach und der Albach nachdem sie den Graben bei Niederdonven überquert haben, nach Süden. Aus dieser Lage könnte man schliessen, dass diese beiden Bäche zur Zeit der 250 m Terrasse nördlicher d.h. über dem Plateau des Palmbergs und des Koepchens in die Mosel mündeten. Dass sie heute südlicher münden, wäre z.B. in der Weise erklärlich, dass die Bäche bei der tektonischen Aufwölbung am südlichen Flügel des Sattels abgeglitten sind. Als die Bäche sich dann durch kräftige Tiefenerosion in den festen Hauptmuschelkalk einzuschneiden begannen, hörte die Abgleitung auf. Auch könnte diese Erscheinung durch die Annahme einer alten Anzapfung in diesem Terrassenniveau erklärt werden. Es wäre denkbar, dass kleine Erosionsbäche bei Wormeldange und Ahn den Albach und Donverbach in ihrem Mündungsgebiet angezapft haben. Besonders bei dem Donverbach ist auffallend, dass auf dem rechten Ufer das 250 m Niveau fehlt. Bei dem Garbach beim Dorf Ehnen lässt sich ähnliches beobachten. Auch hier biegt der Bach kurz vor der Mündung plötzlich nach Süden, zeigt am rechten Ufer Steilwände und weist an der anderen Seite auf etwa 175 m eine Verflachung auf. Zur Zeit des 200 m Niveaus könnte der Garbach über diesem Niveau, also etwas nördlicher, in die Mosel gemündet haben, um nachher durch einen kurzen Erosionsbach bei Ehnen angezapft zu werden. Auch der Lenningerbach zeigt nämlich kurz vor der Vereinigung mit dem Garbach eine Umbiegung nach Süden von etwa 90°.

Wenn Anzapfung als mögliche Erklärung angenommen wird, so muss beachtet werden, dass diese für den Donverbach und Albach zur Zeit der 250 m Terrasse, für den Garbach zur Zeit der 175 m Terrasse erfolgte, d.h. die Anzapfung bei Ehnen wäre dann bedeutend jünger als die bei Ahn bzw. Wormeldange.

In die vorliegende Terrassengruppe werden ferner die Schottervorkommen am nördlichen Hang des Plateaurückens bei Machtum eingeordnet. Diese weisen einen Prozentsatz an Quarzen auf von 67% bzw. 75% in den Fraktionen II und III. (Probe Nr. 31).

In der Nähe von Grevenmacher gehören die 268 m Terrasse bei der Deiser-mühle und die 275 m Terrasse Winterfeld zu dieser Gruppe. Die Prozentsätze an Quarzgeröllen sind in diesen Schottern verhältnismässig hoch und gleichen mehr

denen der Gruppen I und II. So enthält das Schottermaterial oberhalb der Deiser-
mühle 73% bzw. 77% in den Fraktionen II und III (Probe 27) und auf Winter-
feld (Probe 23) 70% bzw. 60% Quarz. Die Einordnung dieser Terrassen in vor-
liegende Gruppe erfolgt hier mehr aus morphologischen als aus schotterpetrolo-
gischen Gründen. Die einzige Probe, die auf diesen Niveaus gesammelt werden
konnte, ist vielleicht nicht repräsentativ, da die Entnahme schwierig war.

Schliesslich wird das kleine Schottervorkommen bei Wasserbillig auf dem
Bocksberg, an der Strassenkreuzung nach Lellig und Mompach, in diese Gruppe
eingeorordnet. Die Gerölle lagern hier in einer Höhe von etwa 260 m und weisen
einen Prozentsatz an Quarzen auf von 68% bzw. 75% (Probe Nr. 6). Auffallend
sind auf diesem Niveau die vielen Blöcke „Tertiär Quarzit“.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass diese Terrassengruppe sich von der
vorhergehenden durch eine im allgemeinen geringere Höhenlage (260–280 m) und
einen niedrigeren Prozentsatz an Quarzen (65% bzw. 70%) unterscheidet. Es
liegen in den Ergebnissen der Kies- und Schotteranalysen gute Gründe vor, eine
Terrassenverbiegung innerhalb dieser Gruppe in der Nähe von Wormeldange-
Ahn anzunehmen. Die maximale Hebung liegt im Bereich der Hebungssachse des
Mittelmoselsattels und beträgt etwa 20–25 m. Die älteren Terrassen (Gruppe I
und II) müssen mindestens derselben Hebung unterworfen gewesen sein. Mit
Ausnahme des sehr hoch gelegenen tertiären Schotterrestes auf dem Herrberg
(330–345 m) fehlen hier jedoch Reste älterer Absätze (Gruppe I und II).

Gruppe IV

Morphologisch gehört diese Gruppe noch zu den Plateau- oder Hauptterrassen
und zwar zur unteren Gruppe dieses Terrassenkomplexes. Am luxemburgischen
Talhang bildet diese Terrasse durch ihren plateauartigen Charakter ein auf-
fallendes Element in der Landschaft. Ihre Höhenlage wechselt im allgemeinen
von etwa 230–255 m. Die Gruppe kennzeichnet sich durch einen Durchschnitts-
prozentsatz an Quarzen in die Fraktionen II und III von 58% bzw. 65%. Diese
Werte liegen beträchtlich niedriger als die bei Gruppe III festgestellten.

In der südlichen Hälfte des Untersuchungsgebietes ist diese Terrassengruppe
kaum erhalten geblieben.

Stromabwärts von Greiveldange tritt die Gruppe viel deutlicher hervor. Das
Niveau des Stirzenberges–Bidelt, das sich als schmaler Plateaurücken zwischen
Greiveldange und Ehnen erstreckt, gehört dazu. Die höchsten Teile dieses Rückens
liegen in einer Höhe von etwa 230–240 m und tragen stellenweise eine Schotter-
bedeckung geringer Mächtigkeit. Die Prozentsätze an Quarzen schwanken im all-
gemeinen um 54% bzw. 60% (Proben Nr. 54–58). Der Gehalt an Quarziten
ist auch die diesen Schottern hoch (20–30%). Daneben bilden Sandsteine mit
8–15% ein wesentlicher Bestandteil. Granitgerölle sind mit 1/2–2% schwach
vertreten. Probe Nr. 56 ist eine Ausnahme denn besonders im Kiesmaterial (< 20
mm) ist Granit zu 16% enthalten. Merkwürdigerweise zeigte diese Probe auch
einen hohen Gehalt an Kalkoolithen im feineren Material (< 10 mm), nämlich
15%. Diese Komponente kann nicht aus dem Hauptmuschelkalk im Liegenden
herstammen, denn diese Terrasse ist auf dem Pseudomorphosenkeuper angelegt
worden. Ein derartig hoher Gehalt an Kalkoolithen und Graniten wurde nur an
dieser Stelle, d.h. auf den höchsten Teilen des Stirzenberges festgestellt, weiter

nördlich auf Bidelt fehlen Kalkoolithe und sind auch Granite nur vereinzelt
angetroffen. Es geht hieraus eindeutig hervor, dass die petrologische Zusam-
ensetzung der Schotter innerhalb der Terrasse beträchtliche Unterschiede aufweisen
kann. Hierbei sei jedoch betont, dass es sich in diesem Falle um stark abgetragene
Schotterablagerungen handelt und dass keine Analysenergebnisse aus Gruben
vorliegen.

Die Wasserscheide Burg zwischen Garbach und Lenningerbach nordwestlich
von Ehnen muss vom morphologischen Gesichtspunkt in diese Gruppe eingeordnet
werden, da sie ihrer Höhenlage nach (235–237 m) die Fortsetzung des Plateau-
rückens von Bidelt bildet. Es sind auf Burg zwei Proben (Nr. 51 und 52) analy-
siert worden, deren petrologische Zusammensetzung sie jedoch in erheblichem
Masse von den anderen Terrassenablagerungen dieser Gruppe unterscheidet. Die
Kies- und Schotterablagerungen kennzeichnen sich nämlich durch einen sehr hohen
Prozentsatz an Quarzgeröllen (72% bzw. 82%). Auf Grund dieses hohen Quarz-
gehalts wäre der Ablagerung ein tertiäres Alter zuzuschreiben, die Höhenlage
dieser Terrasse jedoch ist nicht mit diesem Alter im Einklang. Diese hohen Quarz-
werte könnten vielleicht Fehlern bei der Probeentnahme zugeschrieben werden;
dies ist jedoch nicht wahrscheinlich, weil beide Proben nahezu denselben hohen
Quarzgehalt aufweisen. Eine andere Erklärung würde sich geben durch die
Annahme tektonischer Bewegungen, die das Plateau gesenkt haben können (Gra-
ben von Machtum–Mondorf). Tatsächlich stösst das Plateau Burg nach Westen
an den durch die westliche Verwerfung des Grabens geschaffenen rund 50 m hohen
Steilrand ab. Aus diesem Grunde dürfte man eine Senkung annehmen. Die öst-
liche Verwerfung jedoch macht sich morphologisch überhaupt nicht bemerkbar.
Nach Ausbildung der Burgterrasse hat sich jedenfalls das Gelände im Graben
nicht mehr gesenkt, wie aus der Lage der zwar dünnen Schotterbedeckung beider-
seits der östlichen Verwerfung hervorgeht. An beiden Seiten dieser Verwerfung
liegt das Terrassenmaterial nämlich im selben Niveau.

Es kann erwartet werden, dass das Schottermaterial einer Terrasse nicht überall
genau denselben Quarzgehalt aufweist, es liegen im Gegenteil Gründe vor anzu-
nehmen, dass hier und da abweichende Werte gefunden werden (umgelagertes
quarzreiches Material, siehe auch VAN STRAATEN, 1946). Wahrscheinlich handelt es
sich hier um solches umgelagerte, stark quarzführende Material. Aus morpholo-
gischen Gründen wird dieser Terrassenrest in Gruppe IV eingeordnet.

Zu dieser Terrassengruppe gehört ferner das Plateau des Keckelbergs und das
kleine Plateau Koepchen bei Wormeldange, die in einer Höhe von etwa 245–
255 m liegen. Auf den höchsten Teilen des Keckelbergs findet sich eine nur dünne
Schotterbestreuung, die sich kennzeichnet durch einen Gehalt an Quarzgeröllen
von 64% bzw. 77% (Probe Nr. 42); mehr nach Südosten des Plateaus häufen sich
die Schotter an und wurden Werte von 57% bzw. 67% gefunden (Probe Nr. 41).
Auf dem Plateau Koepchen, wo ebenfalls viel Schottermaterial angetroffen wird,
ist ein Quarzgehalt von 66% bzw. 68% festgestellt worden (Probe Nr. 40). Von
den anderen Bestandteilen des Schotterkörpers sind Quarzite und Sandsteine die
wichtigsten. Granite sind nicht oder selten angetroffen.

In diese Gruppe werden ferner die Terrassenreste auf den beiden Ufern des
Johannesbachs westlich und südwestlich von Grevenmacher eingeordnet. Das
Schottermaterial auf dem Plateaurücken am rechten Ufer findet sich in einer
Höhe von 230–250 m und zeigt in zwei Proben (Nr. 25 und 26) einen Gehalt an
Quarzen von 56% bzw. 62% und 62% bzw. 70%. Probe Nr. 26 wurde an der

Grenze der nächst höheren Terrassengruppe entnommen, womit der höhere Quarzgehalt erklärlich wird. Quarzit, die nächstfolgende wichtige Komponente, ist in diesem Material mit 25–30% vertreten. Granite wurden nicht aufgefunden.

Die Schotterbestreuung auf Foescht am linken Ufer des Johannesbachs liegt ebenfalls in einer Höhe von etwa 230–245 m, zeigt jedoch eine sehr abweichende petrologische Zusammensetzung. Die hier entnommene Probe (Nr. 22) weist einen sehr hohen Prozentsatz an Quarzen auf, nämlich 75% bzw. 83%, d.h. nach diesem Gehalt müsste diese Terrasse der Gruppe I zugeordnet werden. Demnach würde hier eine sehr alte, wahrscheinlich tertiäre Moselablagerung vorliegen. Dass dieses Material von der Mosel abgelagert worden ist unterliegt keinem Zweifel, denn es finden sich neben den Gangquarzgeröllen auch ein verhältnismässig hoher Gehalt an Quarziten (16% bzw. 9%) und ferner 4–5% an Sandsteinen, 2–3% an Lydit/Radiolariten und sogar 1% an Graniten. Obwohl auch in diesem Falle durchaus Probenfehler vorliegen können und diese eine Probe nicht als einwandfrei betrachtet werden kann, verdienen diese merkwürdigen Befunde (quarzreiche Schotter in tiefer Lage) besondere Aufmerksamkeit.

Als Erklärung wäre erstens an tektonische Verschiebungen zu denken, da besonders in diesem Gebiet die Verwerfungen sich drängen. Tatsächlich kann zwischen dem Plateau Foescht und dem westlich gelegenen Plateau Winterfeld eine Verwerfung festgestellt werden (Sieh Geologische Karte, Blatt Nr. 4), und Übersichtskarte, Beilage Nr. 1). Die Sprunghöhe dieser Verwerfung im Gelände beträgt etwa 50 m. Direkte Beweise für eine nach Ausbildung dieser Terrasse eingetretene tektonische Verschiebung fehlen jedoch. Die Prozentsätze an Quarzgeröllen auf dem westlichen Plateau Winterfeld sind zwar hoch, jedoch immer noch niedriger als diejenigen auf dem Plateau Foescht, das östlich der Verwerfung liegt und bei Annahme einer Verschiebung abgesunken sein müsste.

Auch dann kann eingewendet werden, dass diese Terrasse ursprünglich in einer Höhe von etwa 275 m gelegen haben muss (Niveau von Winterfeld), d.h. noch weit unter dem Niveau der Trogbodenregion. Dass hier ein tertiärer Schotter vorliegt, der tektonisch abgesunken ist, erscheint als nicht haltbar. Ein tertiäres Alter dieser Ablagerung ist auch aus anderen Gründen nicht wahrscheinlich. Erstens findet sich auf der anderen Seite des Johannesbachs in gleicher Höhenlage das oben erwähnte Schottervorkommen, das bedeutend niedrigere Werte an Quarzen aufweist, während in unmittelbarer Nähe weiter nördlich, d.h. jenseits des Roderbachs in etwas tieferer Lage ebenfalls Schotter mit niedrigen Prozentsätzen an Quarzgeröllen vorkommen.

Diese zwei Schotterablagerungen sind jedenfalls pleistozänen Alters. Es ist wohl kaum anzunehmen, dass sich in etwa gleichem Niveau zwischen zwei pleistozänen Terrassenablagerungen ein tertiärer Schotterrest befindet, ohne dass Verwerfungen festzustellen sind. Vor kurzem hat Louis (1951) diese Möglichkeit zur Erklärung der tieflagernden quarzreichen Schotterreste im Südeifel jedoch hervorgehoben. Hier sind nämlich an mehreren Stellen von diesem Forscher tertiäre Schotter und Sande in fast jeder Höhenlage aufgefunden. Einer am tiefsten gelegenen Reste dieser tertiären Ablagerungen würde sich bei Pohlbach in einer Höhe von 240 m befinden, also weit unter dem Niveau der Trogfläche. Das Material ist dort aus gut abgerundeten, sehr groben Quarzgeröllen zusammengesetzt; es fanden sich Durchmesser bis etwa 20 cm. Da Verwerfungen nicht einwandfrei festgestellt worden sind, wird von Louis eine ganz neue Theorie für die morphologische Entwicklung des Rheinischen Schiefergebirges während des Tertiärs entwickelt. Nach

diesem Forscher wäre im Frühtertiär durch ein Flusssystem in der Längsrichtung der Wittlicher Senke eine sehr tiefe erosive Ausräumung erfolgt bis ungefähr zum Niveau der Schotter bei Pohlbach, die heute in einer Höhe von etwa 240 m ü.M. lagern. Diese sehr tiefe Hohlformen wären nachher völlig mit Flussschottern ausgefüllt und am Ende des Tertiärs sollten die Täler wieder vollständig zugeschüttet gewesen sein. Heute seien nur noch spärliche Überreste dieser alten Flussablagerungen erhalten; sie seien meistens der pleistozänen Denudation und Erosion zum Opfer gefallen, nur an wenigen, für ihre Erhaltung besonders günstigen Stellen könnten sie heute noch angetroffen werden. In dieser Weise erklärt Louis die verschiedenen Höhenlagen der weissen Quarzschotter. Für die Erklärung der tiefen Ausräumung und der späteren Aufschüttung werden eustatische Schwankungen angenommen. Da diese Erscheinungen zwar im benachbarten Gebiete, jedoch ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegen, sei an dieser Stelle nicht tiefer darauf eingegangen. Der Verfasser muss jedoch betonen, dass man bei dieser Erklärung eine ausserordentlich tiefe Ausräumung während des Frühtertiärs voraussetzen muss und zwar in einer Grössenordnung von 100 m und mehr. Die Reliefunterschiede müssten zu jener Zeit annähernd denjenigen des heutigen luxemburgischen Gutlandes entsprochen haben. Auch die nachfolgende Aufschüttung müsste unvorstellbare Ausmasse angenommen haben. Dazu gesellt sich die Frage, ob es sich bei diesen weissen Kiesen überhaupt um primäre Ablagerungen handelt und nicht um umgelagertes Material. Auch im Untersuchungsgebiet finden sich stellenweise bis kopfgrosse Einzelblöcke aus Tertiärquarzit in sehr tiefer Lage, wie z.B. bei Münschecker, wo sie in einer Höhe von 195 m ü.M. und bei Ehnen, wo sie in einer Höhe von 225 m ü.M. angetroffen worden sind. Ferner kommen diese Blöcke auch auf den höchsten Teilen der Hochflächen auf 300 m und höher vor. Eine Ausräumung bis zum 200 m Niveau im Frühtertiär ist für diese Gebiete jedoch nicht anzunehmen. Wahrscheinlicher ist, dass die Tertiärquarzitblöcke umgelagert sind, oder sich an Ort und Stelle während der Denudations- und Erosionsvorgänge gesenkt haben („descendus sur place“). Auch bei den Quarzschottern auf Foescht bei Grevenmacher und auf Burg bei Ehnen könnte es sich um umgelagertes tertiäres Material handeln.

Schliesslich gehört zu dieser Gruppe noch das sehr schön ausgebildete Terrassen-niveau des Bocksberg bei Wasserbillig. Seine Höhenlage beträgt etwa 233–245 m ü.M. Es wurden hier zwei Proben (Nr. 4 und Nr. 5) entnommen, die sehr verschiedene Prozentsätze an Quarzgeröllen aufweisen. Probe Nr. 5 wurde unweit der Strasse die über dieses Plateau führt entnommen. Die Gerölle zeigen einen Gehalt an Quarzen von 59% bzw. 69%. Auffallend sind die Granite, die in diesem Schotter zu 1% bzw. 4% angetroffen wurden. Probe Nr. 4 wurde auf dem nord-östlichen Ausläufer gegenüber dem Dorf Langsur entnommen, d.h. direkt an der Sauer. Der Gehalt an Quarzgeröllen ist gegenüber der Probe Nr. 5 nahezu halbiert und beträgt 35% bzw. 28%. Dafür tritt eine neue Komponente auf, nämlich Schiefer mit etwa 33% bzw. 35%. Sandsteine sind mit über 20% stark vertreten, während Quarzite zurücktreten. Granite wurden nicht festgestellt. Das Auftreten von Schiefen in relativ hohem Prozentsatz ist ein Beweis dafür, dass an dieser Stelle vorwiegend Sauer-schotter vorliegen. Die Bocksbergterrasse stellt damit ein alter Talboden dar, auf dem ehemals Mosel und Sauer zusammengeflossen sind. Aus den Schotteranalysen von STEFFEN (1951) geht hervor, dass das heutige von der Sauer verfrachtete Material zusammengesetzt ist aus 10% Gangquarz, 57% grauen, roten, graugrünen quarzitischen Sandstein, 28% Schiefer und 5% eisen-

schüssiges Konglomerat. Der Gehalt an Schiefen steht im Einklang mit dem der Sauerstotter auf der Bocksbergterrasse.

Zusammenfassend lässt sich über diese Terrassengruppe sagen, dass sie sich als Hochaltterrasse, d.h. unmittelbar über dem eigentlichen Engtal der Mosel befindlich, stellenweise morphologisch deutlich im Gelände ausprägt, wie z.B. bei Ehnem und Wasserbillig. Ihre Höhenlage beträgt dann etwa 230–255 m ü.M. An den meisten Stellen jedoch ist diese Gruppe nicht erhalten geblieben. Sie ist gekennzeichnet durch eine dünne Schotterdecke, die einen Quarzgehalt von im Durchschnitt 58% bzw. 65% aufweist, mit Ausnahme einiger stark abweichenden Proben. Letztere zeigen nämlich sehr hohe Quarzwerte, wie z.B. auf dem kleinen Plateaurücken Burg bei Ehnem und Foescht bei Grevenmacher. Vorläufig muss angenommen werden, dass es sich hier um umgelagertes, wahrscheinlich tertiäres Material handelt. Neben Quarzen enthält das Schottermaterial vorwiegend Quarzite während die Sandsteinkomponente verhältnismässig stark vertreten ist. Granite fehlen im allgemeinen oder sind sehr selten. Nur an einigen Stellen wurde ein Gehalt von 1–2% an Graniten aufgefunden. Auf dem Stirzenberg bei Greiveldange wurde im Kiesmaterial 16% Granit nachgewiesen; dieser Befund ist noch unerklärlich.

Gruppe V

In diese Gruppe wird die obere Stufe der Engtal- oder Gehängeterrassen eingeordnet, die eine mittlere Stellung zwischen den Plateau- oder Hochaltterrasen und der Talaue einnimmt und daher mehrfach als Mittelterrasse bezeichnet wird. Sie liegt in einer Höhe von 190–210 m ü.M.

An vielen Stellen ist sie nicht als horizontale Fläche ausgebildet, sondern zeigt sich als gleichmässig zur Talaue neigender, schotterbedeckter Hang. Das ist besonders der Fall innerhalb der Mäanderspore, z.B. bei Greiveldange–Palzem, wo sie als Gleithangterrasse ausgebildet ist. Wo diese Terrasse auf dem Hauptmuschelkalk lagert, tritt sie oft als horizontale Fläche im Gelände hervor. In einigen Fällen lässt sich auch ein leichter Gehängeknick beobachten, womit diese obere Stufe in eine untere Stufe übergeht, z.B. in der Nähe von Grevenmacher. Meistens fehlt der Gehängeknick und gehen beide Stufen unmittelbar in einander über. Der Höhenunterschied mit der vorhergehenden Gruppe IV beträgt rund 40 m. Die schotterpetrologische Zusammensetzung weist nur geringe Unterschiede auf mit Gruppe IV. Im Durchschnitt zeigen sich dieselben oder nur etwas niedrigere Prozentsätze an Quarzgeröllen. Im allgemeinen ist diese Gruppe durch einen Quarzgehalt von 56% bzw. 62% gekennzeichnet. Quarzitgerölle sind zu 32% bzw. 24% und Sandsteine zu 9% bzw. 8% vertreten. Daneben finden sich in den Schottern einige Prozentsätze an Lydit/Radiolariten und maximal 1–2% Granite.

Reste dieses Terrassenniveaus liegen im Süden beim Stromberg, wo z.B. die westlich dieses Berges gelegene Talung in einer Höhe von etwa 200 m liegt. Obwohl auf der geologischen Karte in dieser Hohlform keine Schottervorkommen verzeichnet sind, wurden vom Verfasser deutliche Reste einer stark abgetragenen Geröldecke vorgefunden und zwar besonders auf der Wasserscheide zwischen Schengen und Basse-Kontz und am Hang des Strombergs hinter dem Zolhaus. Die Gesamtmenge dieser Gerölle war zu gering für eine Probeentnahme. Obwohl Quarze und Quarzite vorherrschen, treten doch auffallend viele Granite auf. Auch

finden sich verhältnismässig viele eckige Taunusquarzite. Es unterliegt keinem Zweifel, dass hier Moselgerölle vorliegen. Der hohe Gehalt an Graniten beweist, dass es sich um junge Flussschotter handelt, die bei gelegentlichem Hochwasser hierher verfrachtet worden sind. Dass diese Schotter kein Denudationsmaterial vom Stromberg darstellen, beweisen die Granite und die eckigen Taunusquarzite. Die hochgelegenen Terrassenniveaus führen zwar in ihren Schottern Granite, aber im allgemeinen nur in geringem Gehalt. Die jüngeren Moselablagerungen dagegen weisen relativ hohe Prozentsätze an Graniten auf (siehe unten); auch finden sich darin oft eckige Taunusquarzite. Am westlichen Hang dieser Talung finden sich ebenfalls Gerölle, aber diese sehen meistens anders aus wie die auf der gegenüberliegenden Talseite. Sie zeigen in der Mehrzahl eine dunkle Verwitterungshaut, während die weissen Milchquarzen stark zurücktreten. Es handelt sich hier um Gerölle aus dem Basalkonglomerat des Rhäts, der hier am Talhang zutage tritt. Es wurde hier nur eine Schotteranalyse durchgeführt (Probe Nr. 80). In der Fraktion II wurden nur 80 Steine gesammelt, im Kiesmaterial nur 140, so dass die Analyseergebnisse kaum für Vergleiche geeignet sind. Trotzdem ist besonders der hohe Gehalt an Graniten (20% in der Fraktion III) beachtlich.

Das in einer Höhe von 200 m gelegene Niveau Rodreiser weiter nördlich bei Schengen gehört morphologisch zu dieser Gruppe. Auf seinem Keupermergelboden fanden sich keine Schotter, so dass dieser Plateaurücken eine Erosionsterrasse sein könnte. Jenseits der Mosel lassen sich dort im Saarland an mehreren Stellen schotterbedeckte, horizontale Flächen erkennen, die in einer Höhe von 200–210 m auftreten, wie z.B. bei Sehndorf–Perl. Auch weiter stromabwärts ist dort dieses Niveau mehr oder weniger deutlich zu verfolgen, was auf der luxemburgischen Seite im lockeren Keupermergel nicht immer der Fall ist. Hier findet sich erst bei Bech–Kleinmacher wieder ein schmaler Plateaurücken in einer Höhe von 205 m. Nach seiner Höhenlage wäre dieses Niveau, auf dem jede Spur von Geröllen fehlt, in diese Gruppe einzuordnen, wahrscheinlich als Erosionsterrasse. Parallel zu diesem Plateaurücken erstreckt sich bei Wellenstein ein zweiter Rücken, der in einer Höhe von etwa 230 m liegt und auf dem ebenfalls keine Moselschotter nachgewiesen werden konnten. Da der erste Plateaurücken noch teilweise mit einer relativ resistenten Schilfsandsteinkappe abgedeckt ist, kann die Möglichkeit, dass hier Denudationsflächen vorliegen nicht ausser acht gelassen werden.

Weiter stromabwärts gehören die 200–210 m Niveaus bei Remich, die von Hauptmuschelkalk unterlagert werden, zu dieser Gruppe. Nördlich der Hauptstrasse von Bous–Remich tritt dieses Niveau als Denudationsfläche hervor. Die dichte Bewaldung ermöglichte keine Probeentnahme, und auch in den spärlichen Profilen konnten keine Schotterproben gesammelt werden, weil das Terrassenmaterial hauptsächlich aus Lehm besteht, in dem Sand und Gerölle zwar nicht fehlen, jedoch eine untergeordnete Rolle spielen.

Südöstlich von Greiveldange gehört das in einer Höhe von 200–215 m gelegene Niveau Hambusch zu dieser Gruppe. Auf dieser Terrasse wurden vier Proben entnommen (Proben Nr. 66 bis 69). Im Durchschnitt zeigte sich ein Gehalt an Quarzen von 54% bzw. 62%. Quarzite waren mit 35% bzw. 25% vertreten. Granite fanden sich nur in einem Gehalt bis 1,5%. In der Fraktion IV (5–10 mm) von Probe Nr. 68 jedoch wurde 4% Granite aufgefunden. In dieser Probe wurde eine deutliche Zunahme dieses Gesteins nach den kleineren Korngrößen festgestellt, wie auch auf Grund der Zerkleinerung dieser Komponente zu erwarten war. Auch an der gegenüberliegenden deutschen Talseite ist diese Terrasse östlich

von Wehr schön ausgebildet. Es liegen dort, wie aus der geologischen Karte hervorgeht, die schotterbedeckten Niveaus von Brätswald und Brattenholz in einer Höhe von etwa 200–215 m.

Bei Ehnen und Wormeldange gehören die einzelnen Niveaus von Reisselt, Wormeldange-Hoch und auf dem rechten Ufer des Lenningerbachs zu dieser Gruppe. Die kleine Fläche (ein Ausläufer des Niveaus Bidelt) am rechten Ufer des Lenningerbachs bei Ehnen trägt einen zusammenhängenden Schotterkörper, der sehr verschiedene Korngrößen aufweist und hauptsächlich aus Quarzen (49% bzw. 62% und Quarziten (36% bzw. 24%) besteht. Sandsteine sind mit rund 11% vertreten, während Granite an dieser Stelle nicht aufgefunden worden sind (Probe Nr. 53). Auf der Terrassenfläche von Wormeldange-Hoch (200–210 m) sind zwei Schotterproben analysiert worden (Probe Nr. 46 und 49). Probe Nr. 46 zeigt einen Quarzgehalt von 58% bzw. 60% und Probe Nr. 49 von 49% bzw. 50%. Diese Werte sind sehr verschieden was wahrscheinlich auf Fehler bei Entnahme der Probe Nr. 49 zurückzuführen ist. Beide Proben zeigen im Kiesmaterial (< 20 mm) etwa 1% Granite. Auf dem kleinen Plateau Reisselt, das in einer Höhe von etwa 200–210 m liegt, wurden zwei Proben (Nr. 47 und 48) entnommen, die im Durchschnitt 62% bzw. 65% an Quarzgeröllen aufweisen. Granite wurden kaum angetroffen.

Zwischen Wormeldange und Machtum, wo die Mosel einen ziemlich geradlinigen Verlauf zeigt, sind keine deutlichen Reste dieser Terrassengruppe nachzuweisen; sie ist auf dieser Strecke als typische Hangterrasse ausgebildet, d.h. es liegen hier oft steil zum Fluss neigende schotterbedeckte Hänge vor, die sehr intensiv für den Weinbau benutzt werden, (Abb. 10). Ein sehr deutlicher Rest dieser Terrasse ist jedoch bei Ahn am rechten Ufer des Donverbachs erhalten geblieben. An dieser Stelle ist sie als nahezu horizontaler, obzwar schmaler Terrassenstreifen ausgebildet, auf dem eine dünne Schotterbestreuung liegt. Auf dem gegenüberliegenden deutschen Talhang findet sich zwischen Rehlingen und Nittel ebenfalls deutliche Geländeverflachungen in einer Höhe von etwa 200 m. Nach der geologischen Karte fehlen jedoch dort fluviatile Ablagerungen.

In diese Gruppe sind ferner die 200 m Terrassenniveaus von Machtum einzuordnen, die wegen ihrer Lagerung auf dem Hauptmuschelkalk besonders gut erhalten sind. Die Terrassenschotter zeigen einen Quarzgehalt von im Durchschnitt 58% bzw. 63% (Probe Nr. 28, 29 und 30). Probe Nr. 29 weicht durch höheren Prozentsatz einigermaßen vom Durchschnittswerte dieser Gruppe ab. Durch Denudationsvorgänge an dem zum Graben von Machtum neigenden Hang des Plateaurückens Hirscht ist die Möglichkeit gegeben, dass es sich hier um umgelagertes Material der Hirschtterrasse handelt, das Gruppe II zugehört. Die Quarzwerte der vorliegenden Probe 29 betragen 62% bzw. 73% und sind annähernd mit denen der Hirschtterrasse (263 m), im Einklang, die 67% bzw. 75% betragen. Daher liegt die Vermutung nahe, dass das Material der Probe 29 Denudationsmaterial einer älteren Terrasse darstellt.

Zu dieser Gruppe gehören ferner die Terrassen nördlich von Grevenmacher, die gleichfalls eine Höhenlage von rund 190–215 m aufweisen. Diese Terrassen kennzeichnen sich besonders durch ihre nahezu horizontalen Flächen. Es sind hier 5 Schotteranalysen durchgeführt worden (Proben Nr. 14, 15, 16, 19 und 20).

Auf dem Plateaurücken nordwestlich von Grevenmacher zeigen die Schotter der Proben Nr. 19 und 20 einen mittleren Quarzgehalt von 54% bzw. 63%. Im Schotter (> 20 mm) finden sich kaum Granite, im Kies (< 20 mm) dagegen sind

sie mit rund 3% schwach vertreten. Ausserdem kennzeichnet sich das Material < 5 mm von Probe Nr. 20 durch das häufige Auftreten von Kalkoolithen.

Nördlich der Stadt beiderseits der Strasse nach Münschecker ist das Schottermaterial im Durchschnitt zu 55% bzw. 66% aus Quarzgeröllen zusammengesetzt (Proben 14, 15 und 16). Auffallend sind die hohen Werte in Probe Nr. 14 (60% bzw. 72%). Es wäre denkbar, dass durch Denudation quarzreiche Schotter von höher gelegenen Terrassen, wie z.B. vom Niveau Grauenstein sich mit diesen Schottern gemischt haben. Von dem höchsten Punkt der Aufschüttung bis auf das Grauensteinplateau finden sich heute jedoch nirgends Gerölle, so dass direkte Beweise für diese Annahme fehlen.

Granite fehlen nicht vollständig, treten jedoch nur in sehr niedrigem Prozentsatz auf (0,3–0,8%).

In diese Gruppe gehören ferner die einzelnen Schottervorkommen südöstlich von Münschecker, die im Durchschnitt 60% an Quarzen enthalten. Sie werden durch einen geringen Prozentsatz an Graniten gekennzeichnet (1–2%), und weiterhin durch das häufige Auftreten von bis maximal 5 mm grossen Kalkoolithgeröllen (Proben Nr. 12 und 13).

Schliesslich ist die Terrasse östlich von Münschecker in diese Gruppe einzuordnen. Statt einer horizontalen Terrassenfläche findet sich hier ein schotterbedeckter Hang. Das Schottermaterial besteht durchschnittlich zu 56% bzw. 67% aus Quarzen. Granite sind in sehr niedrigen Prozentsätzen vertreten, maximal 1% (Proben Nr. 8, 9 und 10).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass stellenweise, nämlich dort, wo sie von Hauptmuschelkalk unterlagert werden, die in diese Gruppe eingeordneten Terrassen sehr schön ausgebildet sind. Oft erscheinen sie, besonders innerhalb der Mäandersporne, als Gleithangterrassen. Im allgemeinen kennzeichnet sich diese Gruppe durch eine Höhenlage von etwa 190–210 m ü.M. während das Schottermaterial im Durchschnitt einen Gehalt von 56% bzw. 62% an Quarzen aufweist. Der Gehalt an Graniten ist sehr niedrig und beträgt kaum 1 oder 2%.

Gruppe VI

Diese Gruppe umfasst die Terrassenreste der unteren Stufe der sog. Engtalterrassen, die im allgemeinen eine Höhenlage von etwa 165–180 m aufweist. An mehreren Stellen ist sie als horizontale Terrassenfläche ausgebildet, wie z.B. im Gebiet des Hauptmuschelkalks. Dort findet sich zur Mosel hin meistens auch ein ausgesprochener Steilabfall von nahezu senkrechten, etwa 30 m hohen Felswänden. Nicht selten ist ihre Stirnkante sehr schön erhalten geblieben. Innerhalb der Mäandersporne jedoch ist sie nicht als selbständige Stufe, sondern als „Gleithangterrasse“ ausgebildet.

Schotterpetrologisch unterscheidet sich diese Terrassengruppe nicht wesentlich von Gruppe V, der oberen Stufe der Engtalterrassen, von der sie durch einen Höhenunterschied von 20–25 m abgegrenzt ist. Im Durchschnitt zeigen die Schotterablagerungen jedoch einen etwas niedrigeren Gehalt an Quarzgeröllen als diejenigen der oberen Stufe. Auch lässt sich an mehreren Stellen in dieser Gruppe eine deutliche Zunahme des Granitgehalts feststellen. Quarzite sind mit etwa 25%–35% im Terrassenschotter vertreten.

Im Süden des Gebietes liegt die Oberfläche des Raederbergs bei Schengen mit einer Höhe von 165 m im Niveau dieser Gruppe. Gerölle sind auf diesem Berg

nicht angetroffen worden, so dass hier möglicherweise eine Denudations- oder eventuell eine Erosionsterrasse vorliegt.

Sehr schön erhaltene Terrassen dieser Gruppe finden sich im Saarland beim Dorf Perl östlich von Schengen. Auf dem Hauptmuschelkalk hart am Fluss erstreckt sich dort in einer Höhe von etwa 165 m eine ebene Fläche, auf der nach der geologischen Karte Schotter lagert. Diese Terrassenfläche fällt mit nahezu senkrechten Wänden zur Mosel ab.

Erst bei Remich finden sich auf der luxemburgischen Talseite Reste dieser Terrassengruppe in etwa 165–175 m ü.M. erhalten. Der Gehalt an Quarzen beträgt hier 59% bzw. 62% (Probe Nr. 77 und 78) der Gehalt an Graniten 1% bzw. 2%; in der Fraktion IV (5–10 mm) von Probe 77 wurde sogar ein Granitgehalt von 4% festgestellt. Oberhalb der Kellerei „Cave de St. Martin“ und beim Schloss „Buschland“ weist das Schottermaterial einen Quarzgehalt von 49% bzw. 62% auf (Probe Nr. 72–75). Granite sind in den gröberen Fraktionen II und III nur sehr schwach vertreten (rund 1%), in der feineren Fraktion IV (5–10 mm) von Probe Nr. 73 wurden sie jedoch in einem Gehalt von mehr als 8% festgestellt. Bei Stadtbredimus zeigen die Proben Nr. 70 und 71 niedrigere Quarzgehalte, nämlich 46% bzw. 52%. Granite sind hier sehr stark vertreten, Probe Nr. 71 weist einen Prozentsatz von sogar 6–10 auf in den Fraktionen II und III.

Weiterhin wird das kleine Plateau Ham des Mäandersporn von Greiveldange in diese Gruppe eingeordnet. Es liegt in einer Höhe von 180 m und trägt eine Schotterdecke, die 50% bzw. 58% an Quarzgeröllen enthält in den Fraktionen II und III. Das feinere Material (Fraktion IV) zagt 1–2% Granitgerölle (Proben Nr. 63 und 64). Am Gleithang des Mäandersporn sind noch vier Proben analysiert worden (Nr. 60, 61, 62 und 65). Sie zeigen im Durchschnitt 52% bzw. 60% an Quarzen, während Granitgerölle nur zu 1–2% festgestellt wurden. Der Granitgehalt in diesem Schottermaterial ist damit gering.

Die sich auf dem gegenüberliegenden deutschen Ufer befindliche Terrasse bei Palzem gehört ebenfalls zu dieser Gruppe. Sie bildet eine nahezu horizontale, breite Fläche in einer Höhe von etwa 170 m und ist nach der geologischen Karte mit Moselschottern bedeckt. Zur Mosel hin fällt die Terrassenfläche steil ab (30 m hohe Steilwand des Hauptmuschelkalks).

Stromabwärts findet sich bei Ehnen an der Mündung des Garbachs der Terrassenrest Lebusch. Er liegt in etwa 175–180 m Höhe und die hierauf lagernden Schotter zeigen einen Quarzgehalt von 46% bzw. 59%, während Granitgerölle nicht aufgefunden wurden (Probe Nr. 50).

Zwischen Ehnen und Grevenmacher ist diese Terrassengruppe im allgemeinen nicht deutlich erkennbar. Es befinden sich auf dieser Strecke vorwiegend schotterbedeckte Gehänge (Abb. 10); nur vereinzelt finden sich im Talhang mehr oder weniger gut ausgeprägte Verflachungen. Schotteranalysen wurden an diesen Gehängen nicht durchgeführt. Aus morphologischem Gesichtspunkt gehören das untere Niveau des vorspringenden Talhangs halbwegs Wormeldange–Ahn, das eine Höhenlage von etwa 165 m aufweist, sowie das kleine flache Niveau Mon Kelsen bei Grevenmacher zu dieser Gruppe. Nordöstlich dieser Stadt bis Mertert ist die untere Stufe der sog. Engtalterrassen sehr gut erhalten. Sie umfasst hier u.a. das Niveau Flohr, das in einer Höhe von etwa 165–175 m liegt und dessen Fortsetzung stromabwärts beim Niveau Stell. Das Schottermaterial auf Flohr führt 51% bzw. 57% an Quarzen und etwa 5% an Graniten (Probe Nr. 18). Beim Niveau Stell oberhalb Mertert wurde Probe Nr. 11 entnommen. Hier besteht das Terrassen-

material zu 56% bzw. 64% aus Quarzen und rund 3% aus Graniten. Die Fraktion IV (5–10 mm) wurde nicht untersucht, führt jedoch einen hohen Prozentsatz an Granitgeröllen im Vergleich zum Schottermaterial, das höher am Talhang liegt und zur Gruppe V gehört. Da die sog. Engtalterrassen zuweilen als Hangterrassen ausgebildet sind und die einzelnen Stufen nicht oder kaum in Erscheinung treten, kann durch Aufarbeitung älteren quarzreichen Materials der Quarzanteil in dieser Flussablagerung anwachsen; aus diesem Grunde werden an manchen Stellen höhere Prozentsätze an Quarzgeröllen festgestellt als normalerweise in der betreffenden Ablagerung zu erwarten wäre. Auch durch Denudation kann quarzreiches Material der älteren Hangterrassen vermischt werden mit jüngeren, weniger Quarz führenden Terrassenablagerungen, so dass der Quarzgehalt dieser jüngeren Flussablagerungen an manchen, dafür geeigneten Stellen höher geworden ist.

Schliesslich sind noch die einzelnen Terrassenreste bei Mertert am linken Ufer der Syre in diese Gruppe einzuordnen. Sie befinden sich beiderseits des Rauschelgraechts in einer Höhe von etwa 170 m. Die Verwerfung von Mertert–Langsur quert diese Terrasse, infolgedessen wird das Schottermaterial westlich der Verwerfung von Nodosuskalkstein, östlich davon von Keupermergeln unterlagert. Da beiderseits der Verwerfung das Terrassenmaterial in nahezu gleichem Niveau liegt, kann sich der östliche Teil dieser Terrasse nach seiner Ausbildung nicht gesenkt haben. Der Quarzgehalt in diesem Schottermaterial (Probe Nr. 7) beträgt 59% bzw. 65%, was für diese Gruppe ziemlich hoch ist. Es muss jedoch betont werden, dass durch die Erosionsrinne Rauschelgraecht quarzreiches Material von der höher gelegenen Bocksbergterrasse hierher transportiert sein kann. Granite wurden hier kaum angetroffen.

Auf der gegenüberliegenden deutschen Seite finden sich Reste dieses Terrassen-niveaus bei den Dörfern Temmels, Wellen, Nittel und Wincheringen.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass diese Terrassengruppe stellenweise sehr schön ausgebildet ist, besonders dort, wo die Terrasse auf dem Hauptmuschelkalk angelegt worden ist. Zur Mosel hin beobachtet man oft einen Steilabfall von nahezu senkrechten, etwa 30 m hohen Kalksteinwänden. Dort findet sich auch die Stirnkante der Terrasse nicht selten gut erhalten, wie z.B. bei Remich, Palzem, Machtum und Grevenmacher. Im südlichen Teil des Gebietes, wo der Talhang aus Keupermergeln aufgebaut ist, sind Spuren dieser Terrasse kaum nachweisbar. Von der Gruppe V ist sie durch einen Höhenunterschied von etwa 20–25 m getrennt. Ihre Stirnkante liegt in einer Höhe von etwa 165 m und das Schottermaterial findet sich bis in einer Höhe von etwa 180 m. Nach ihrer petrologischen Zusammensetzung unterscheidet sich diese Gruppe nur wenig von der vorhergehenden. Im allgemeinen finden sich dieselben oder etwas niedrigere Prozentsätze an Quarzgeröllen. Durchschnittlich beträgt der Quarzgehalt 52% bzw. 59%. Obwohl auch in den anderen, oben besprochenen Gruppen die Komponente Granit nicht immer fehlt, bildet sie in dieser Gruppe mit mehreren Prozenten einen wesentlichen Bestandteil; besonders im feineren Material ist Granit oft stark vertreten. Die Erklärung dieser plötzlichen Zunahme an Granitgeröllen hängt wahrscheinlich mit der Anzapfung der Maasmosel bei Toul zusammen (siehe auch Seite 77).

Gruppe VII

In diese Gruppe werden sämtliche schotterbedeckten Niveaus zusammengefasst,

die in einer Höhe von etwa 140–155 m, d.h. weniger als 20 m über dem Fluss liegen.

Am luxemburgischen Talhang ist diese Terrassengruppe, die meistens als Niederterrasse bezeichnet wird, nur stellenweise deutlich ausgebildet. Nicht nur ist sie durch eine Steilwand von der höher gelegenen Terrasse getrennt, sondern auch ihre petrologische Zusammensetzung unterscheidet sie wesentlich von der oberen Terrassengruppen. Das Schottermaterial dieser Terrasse kennzeichnet sich durch einen Quarzgehalt von etwa 38%, einem Wert, der bedeutend niedriger liegt als bei den anderen Terrassengruppen. Daneben treten Granite in verhältnismässig hohen Prozentsätzen auf (durchschnittlich 8–10%). Auch tritt zum ersten Mal die Komponente Porphyry auf.

Das 150 m Niveau innerhalb des Mäandersporns von Greiveldange gehört zu dieser Gruppe. Bei den Fraktionen II, III und IV wurde ein Quarzgehalt von 40%, 43% und 36% festgestellt. Daneben führt das Material viele Quarzite, während Granite mit 9%, 11%, 15% vertreten sind (Probe Nr. 59).

Ein zweiter Rest dieses Niveaus findet sich bei Wasserbillig, wo in den grossen Kiesgruben an der Strasse drei Proben gesammelt wurden (Probe Nr. 1, 2 und 3). Es wurden auch in diesem Material niedrige Prozentsätze an Quarzen beobachtet, nämlich im Durchschnitt 37, 38 und 31. Der Gehalt an Graniten war hoch und schwankte um 9%. Weiterhin kennzeichnet sich das Material durch das Auftreten von Porphyry in einem Gehalt von maximal 1%. Aus diesen Analysenergebnissen geht der eigene Charakter dieses Schottermaterials klar hervor. Weitere Aufschlüsse sind in dieser Terrasse nicht vorhanden.

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Auf Grund der Morphologie und der Kies- und Schotteranalysen können am luxemburgischen Talhang sieben Terrassengruppen unterschieden werden. Die rein morphologische Methode, nach der die Korrelation der einzelnen Terrassen nur an Hand ihrer Höhenlage hergestellt wird, ist bei der Terrassenforschung unzulänglich. Vom Verfasser wurden Kies- und Schotteranalysen herangezogen, wobei das Material in 5 Fraktionen aufgeteilt wurde. Aus praktischen Gründen sind hauptsächlich die Fraktionen II (20–30 mm) und III (10–20 mm) analysiert worden. Bei der Auswertung der Analysenergebnisse stellte sich bald heraus, dass für die Gliederung der Terrassen der Quarzgehalt den zweckmässigsten Massstab darstellt. Es sei jedoch darauf hingewiesen, dass die Terrassen auf denen deutliche Schotterablagerungen fehlen, sowie einige wenige Terrassen, die stark abweichende Prozentsätze an Quarzen aufwiesen, nach rein morphologischem Gesichtspunkt einer bestimmten Gruppe zugeordnet wurden.

In den Abbildungen 12 und 13 finden sich die Quarzgehalte sämtlicher Proben, geordnet nach Terrassengruppen. In jede Gruppe sind die Proben in der Stromrichtung entsprechender Reihenfolge (auf den Abbildungen von links nach rechts) eingetragen. Insofern stellenweise mehrere Proben analysiert wurden, ist der Durchschnittsgehalt eingetragen. Abbildung 12 bezieht sich auf Fraktion II (Schotter, 20–30 mm). Abbildung 13 auf Fraktion III (Kies, 10–20 mm).

An Hand dieser Abbildungen kann folgendes bemerkt werden:

10. Das Kiesmaterial kennzeichnet sich im allgemeinen durch einen höheren Quarzgehalt als das Schottermaterial, wie z.B. auch von ZEUNER (1933), und VAN STRAATEN (1946) beobachtet wurde.

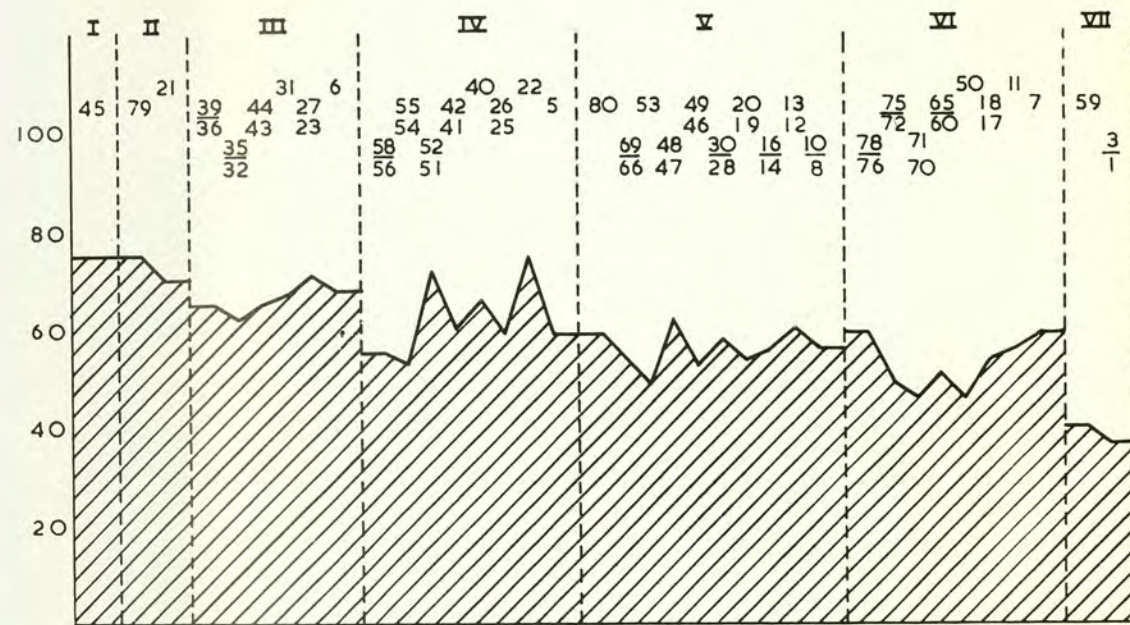


Abb. 12 — Der Verlauf des Gehalts an Quarzgeröll im Schotter (Fraktion II, 20–30 mm) bei den verschiedenen Terrassengruppen.

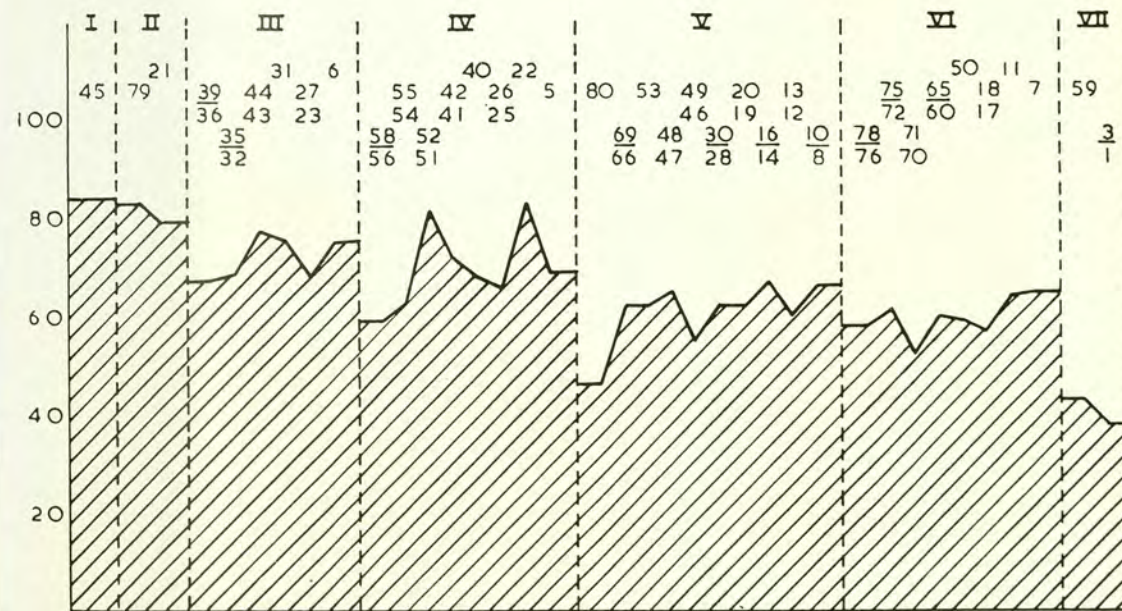
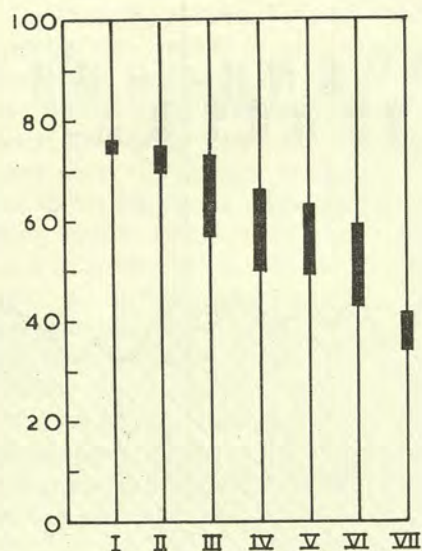
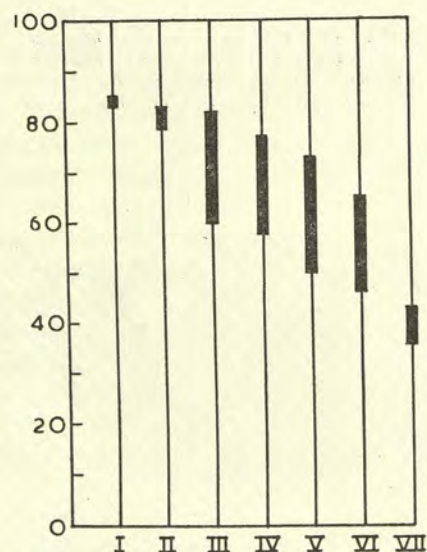


Abb. 13 — Der Verlauf des Gehalts an Quarzgeröll im Kies (Fraktion III, 10–20 mm) bei den verschiedenen Terrassengruppen.



Terrassengruppe	Variationsbreite
I	75
II	70—75
III	57—73
IV	50—66
V	49—63
VI	43—59
VII	34—41

Abb. 14 — Die Variationsbreite des Quarzgehalts im Schotter (Fraktion II, 20—30 mm) bei den verschiedenen Terrassengruppen.



Terrassengruppe	Variationsbreite
I	84
II	79—83
III	60—82
IV	58—77
V	50—73
VI	46—65
VII	36—43

Abb. 15 — Die Variationsbreite des Quarzgehalts im Kies (Fraktion III, 10—20 mm) bei den verschiedenen Terrassengruppen.

Im allgemeinen ist stromabwärts gleichfalls eine Zunahme der mehr resistenten Komponenten und eine Abnahme der weniger widerstandsfähigen Gesteine zu erwarten. Von mehreren Forschern wurde tatsächlich stromabwärts eine Zunahme des Quarzgehalts nachgewiesen. Diese Erscheinung wurde in den luxemburgischen Moselschottern nicht oder kaum beobachtet, da keine Terrasse sich als schotterbedeckte Fläche über die Gesamtlänge von 40 km des Untersuchungsgebietes verfolgen lässt. In den meisten Fällen sind die Terrassen hier über etwa 20 km mehr oder weniger deutlich zu verfolgen.

20. Es besteht bei den untersuchten Terrassen ein Zusammenhang zwischen Alter und Quarzgehalt. Die ältesten, höchstgelegenen Terrassen führen die höchsten Prozentsätze an Quarzen (75 bzw. 84), die jüngsten, tiefgelegenen die niedrigsten (38 bzw. 39), somit ein Zurücktreten des Quarzgehalts um die Hälfte.

30. Es stellt sich heraus, dass der Quarzgehalt innerhalb der einzelnen Terrassengruppen keinen konstanten Wert darstellt, sondern relativ grosse Streuung aufweisen kann. Auf die möglichen Gründe dieser Schwankungen wurde bereits eingegangen. Unter den vielen Faktoren, die den Quarzgehalt beeinflussen, spielt z.B. aufgearbeitetes älteres Material eine wichtige Rolle. Die Schotterablagerungen einer Terrasse können somit nicht als rein petrologische Einheit betrachtet werden.

Die Abbildung 14 zeigt die Variationsbreite des Quarzgehalts der verschiedenen Terrassengruppen bei der Fraktion II, und die Abbildung 15 bei der Fraktion III. Die sehr stark abweichenden Proben Nr. 4, 22, 51, 52 und 80 sind hier nicht berücksichtigt. Aus diesen Abbildungen ergibt sich, dass besonders in den älteren Gruppen die Quarzgehalte teilweise zusammenfallen. Die Terrassengruppe VII jedoch ist in ihrem Quarzgehalt vollständig von der zweitjüngsten Gruppe VI getrennt.

Von jeder Gruppe wurde der Durchschnitts Quarzgehalt berechnet, wobei es sich herausstellte, dass dieser Wert von der ältesten (I) bis zur jüngsten Gruppe (VII) abnimmt, wie Abbildung 16 veranschaulicht. Die jüngsten Schotter zeigen oft eine verhältnismässig heterogene Zusammensetzung und führen viele, wenig resistente Gesteine. Durch Verwitterung sind letztere in den ältesten Schottern grösstenteils verschwunden.

Was den anderen Komponenten anbetrifft, so tritt der Quarzit in den Schottern sämtlicher Terrassengruppen stark hervor. Quarz und Quarzit bilden den Hauptbestandteil der Schotterablagerungen der luxemburgischen Mosel. Oft lässt sich beobachten, dass mit einer Abnahme des Quarzgehalts eine Zunahme des Quarzitgehalts zusammengeht.

Die Komponente Granit wurde in sämtlichen Terrassengruppen nachgewiesen, obwohl in verschiedenen Prozentsätzen. Für jede Terrassengruppe wurde der durchschnittliche Granitgehalt berechnet; die Werte sind zusammengebracht in Abbildung 17 und zeigen in Reihenfolge der Terrassengruppe I—VII einen charakteristischen Verlauf. Die Proben Nr. 56 und 80 mit ausserordentlich hohem Gehalt an Granit, sind als Abweichungen zufälliger Art hierbei nicht aufgenommen. Abbildung 17 zeigt bei beiden Fraktionen einen sehr niedrigen Durchschnittsgehalt in den Gruppen I—V. In Gruppe VI steigen die Kurven an und erreichen in Gruppe VII ihr Maximum. Die Zunahme des Granitgehalts in Gruppe VI und VII kann mit der Anzapfung der Maasmosel bei Toul in Zusammenhang gebracht werden. Diese Granitzunahme könnte darauf hinweisen,

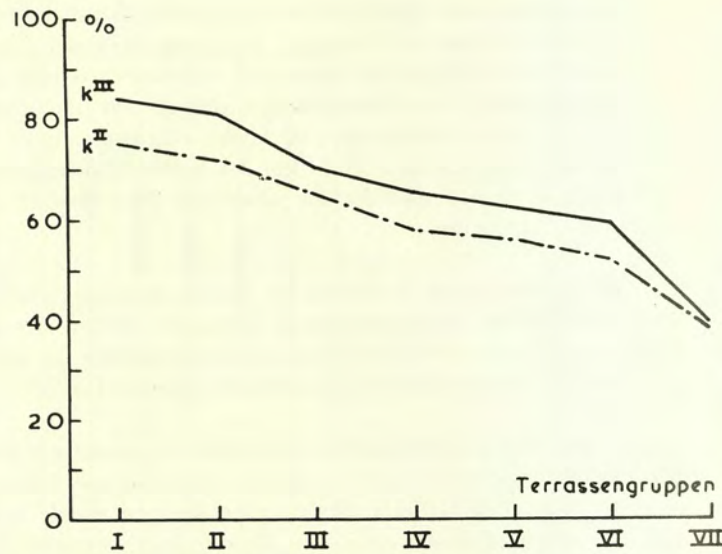


Abb. 16 — Der Verlauf des Durchschnitts Quarzgehalts im Kies- und Schottermaterial der verschiedenen Terrassengruppen.
 Kurve K II bezieht sich auf die Fraktion II (20—30 mm),
 Kurve K III auf die Fraktion III (10—20 mm).

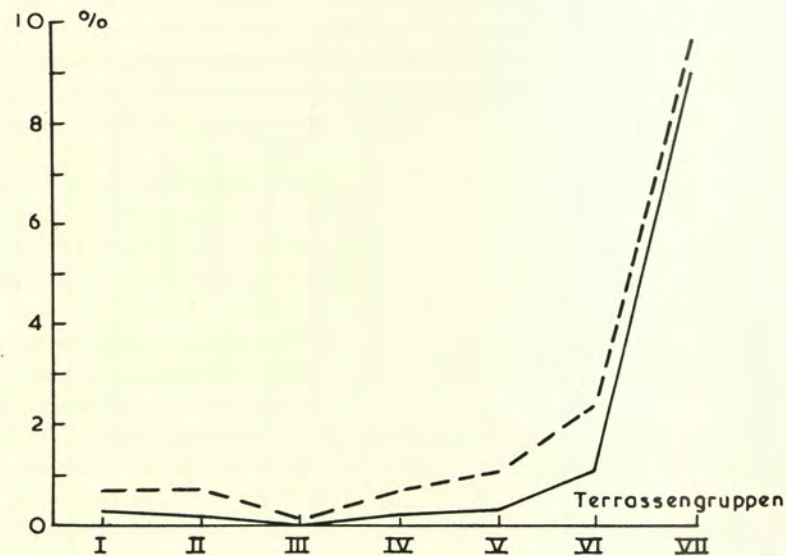


Abb. 17 — Der Verlauf des durchschnittlichen Granitgehalts im Kies- und Schottermaterial der verschiedenen Terrassengruppen.
 Kurve — bezieht sich auf die Fraktion II (20—30 mm),
 Kurve - - - - auf die Fraktion III (10—20 mm).

dass die Anzapfung frühestens zur Zeit der Ausbildung der Terrassengruppe VI stattgefunden hat. In diesem Zusammenhang sei noch hingewiesen auf die Ergebnisse ähnlicher Untersuchungen, die VAN STRAATEN (1946) an Maasschottern in den Niederlanden durchgeführt hat. Granit wurde von diesem Untersucher erst in den sog. Mittelterrassen deutlich angetroffen; in den Schottern der Niederterrasse häuft sich dieses Gestein stark an, während in den jüngsten, noch nicht als Terrasse ausgebildeten Maasablagerungen Granitgerölle nur sehr schwach vertreten sind. VAN STRAATEN vermutet, dass das Zurücktreten von Graniten in den jüngsten Maassedimenten mit der Anzapfung bei Toul zusammenhängt.

Die Komponente Sandstein ist in jeder Terrassengruppe vertreten, jedoch in wechselndem Gehalt. Im allgemeinen werden Sandsteine in den älteren Terrassenschottern in geringerem Gehalt angetroffen als in den jüngeren, was wohl der Verwitterung zuzuschreiben ist. Für die vorliegenden Untersuchungen hat sich diese Komponente als von geringer Bedeutung erwiesen.

Die Komponente Lydit/Radiolarit hat für die Terrassengliederung ebenfalls kaum Bedeutung. Sie erscheint in jeder Gruppe mit einigen wenigen Prozenten (1—3%).

Kalkoolith und Porphyrit spielen in den Terrassenschottern der Mosel gleichfalls eine untergeordnete Rolle. Kalkoolith tritt dann und wann in einzelnen Terrassenablagerungen auf, fehlt jedoch meistens. Porphyrit ist nur in der jüngsten Terrasse (Gruppe VII) schwach vertreten.

V. DER SCHWERMINERALGEGHALT EINIGER TERRASSENSANDE

Die Schwermineralanalyse hat sich für die Charakterisierung und die Korrelation von Terrassenablagerungen mehrfach als wertvoll erwiesen. Vor allem die in den Niederlanden durchgeführten sedimentpetrographischen Untersuchungen der schweren Fraktion in den übereinander lagernden quartären Sedimenten haben zu wichtigen Ergebnissen geführt (EDELMAN, 1933, 1938; ZONNEVELD, 1947, 1956, u.A.). Deshalb erschien es angebracht zu untersuchen, ob die Terrassensedimente der Mosel mineralogische Unterschiede aufwiesen, welche für die Korrelationsversuche der einzelnen Terrassenreste verwendet werden konnten. Derartige Untersuchungen sind von SINDOWSKI (1940) für die Rheinterrassen durchgeführt, wobei jedoch nur sekundäre, durch Verwitterung der wenig resistenten Minerale bedingte Unterschiede festgestellt worden sind. Nach diesem Forscher lassen sich die Terrassen nach dem Granatgehalt unterscheiden. QUITZOW und ZONNEVELD (1956) haben vor kurzem versucht für das Gebiet der unteren Maas und des Niederrheins eine Darstellung der Terrassen zu geben, welche die auf niederländischer und deutscher Seite gewonnenen Forschungsergebnisse korreliert. Für die mittlere Mosel hat KREMER (1954) ebenfalls die Schwermineralgesellschaften in den zugehörigen Terrassensedimenten untersucht, wobei es sich jedoch herausstellte, dass an Hand des Schwermineralgehalts der Sande eine Abgrenzung zwischen Tertiär und ältestem Pleistozän nicht möglich war. Auch konnten die von Kremer unterschiedenen Höhen- und Hauptterrassen nicht in dieser Weise getrennt werden. Diese Terrassen werden im allgemeinen durch die Turmalin-Zirkon-Rutil-Assoziation gekennzeichnet. In der oberen Mittelterrasse überwiegt diese Mineralgesellschaft auch noch, aber es treten dann schon geringe Mengen von Granat und basaltischen Hornblenden auf. Die untere Mittelterrasse ist jedoch durch einen hohen Gehalt an Augit-Diopsid gekennzeichnet, was auf vulkanische Einflüsse hinweist. KREMER folgert daraus, dass im Einzugsbereich der Mosel die Haupteruptionszeit des pleistozänen Eifelvulkanismus in die Akkumulationsphase der unteren Mittelterrasse fällt. In der Niederterrasse geht nach KREMER der Einfluss der vulkanischen Tätigkeit merkbar zurück, während der Gehalt an Granat leicht ansteigt. Das Hochflutbett bildet eine Mineralgesellschaft für sich, in der die vulkanische Hornblende-Augit-Titanit-Assoziation vorherrscht. Diese plötzliche Zunahme der vulkanischen Schwerminerale hängt mit den Eruptionen der Eifelmaare zusammen, die nach STRAKA (1952) von Ende des Alleröds bis zum Beginn des Präboreals erfolgten.

Wie aus der Einzelbeschreibung der Terrassen hervorgeht sind letztere am luxemburgischen Talhang im allgemeinen schlecht erhalten und liegen heute meistens nur sehr dünne Schotterbestreuungen vor. Von der Schwermineralanalyse waren deshalb in diesem Gebiet keine bedeutenden Ergebnisse zu erwarten.

Nur an einigen wenigen Stellen war es möglich geeignete Sandproben zu sammeln. In der Nähe von Remich wurde dem heutigen Flussbett eine Probe entnommen. Weitere Proben wurden in den kleinen Sand- und Kiesgruben an der Moselstrasse innerhalb des Mäanderbogens von Greiveldange und in den grossen Sand- und Kiesgruben bei Wasserbillig und bei Machtum gesammelt. Diese Proben

gehören, mit Ausnahme derjenigen von Remich, der Terrassengruppe VII (Niederterrasse) an. Durch untiefe Bohrungen wurden auf dem Bocksberg bei Wasserbillig und auf Bidelt bei Ehnen einige Proben der Terrassengruppe IV gesammelt. Diese Gruppe entspricht der unteren Stufe der Plateau- oder Hauptterrasse. Der oberen Stufe der Engtalterrasse (Gruppe V) konnten Proben entnommen werden bei Wormeldange-Hoch, der unteren Stufe (Gruppe VI) bei Remich und Grevenmacher.

Die Sande wurden präpariert und nach der Methode von EDELMAN (1933) untersucht. In jedem Präparat wurden 100 beliebige, nicht-opake Körner identifiziert. Die gefundenen Zahlen stellen keine Prozentsätze dar, sondern geben nur einen mehr oder weniger genauen Eindruck von der Frequenz der verschiedenen Mineraltypen. Für die vorliegende Arbeit genügen derartige Zahlen, weil man damit einen Einblick in die Mineralgesellschaften der betreffenden Terrassensande erhält. Angabe genauer Prozentsätze ist für diesen Zweck unnötig.

Es wurden folgende Mineralien und Mineraltypen nachgewiesen:

Turmalin, kommt meistens in der braunen Varietät vor. Die Körner sind ziemlich abgerundet. Vereinzelt wurde eine blaue Varietät beobachtet. Dann und wann erscheint Turmalin als Aggregate, die aus einer grossen Anzahl kleiner Turmalinkristalle aufgebaut sind.

Zirkon, erscheint als schöne, idiomorphe Kristalle, die gerundet und gewöhnlich farblos sind.

Granat, gewöhnlich farblos oder blass-rosa gefärbt. Es wurden auch einige gelb gefärbte Granate mit geordneten Einschlüssen angetroffen, welche dem Maasgranat ähnlich sind (ZONNEVELD, 1947 und 1953).

Rutil, hell- bis dunkelbraune, meist gut gerundete Körner.

Anatas, gewöhnlich in Aggregaten angetroffen.

Brookit, wurde nur einmal beobachtet, ist deutlich erkennbar an seinen auffallenden Interferenzfarben.

Andalusit, die Körner zeigen zuweilen den typischen Pleochroismus von farblos bis rosa.

Sillimanit, ausschliesslich in der Fibrolith-Varietät angetroffen.

Epidot, in normalen, farblosen bis gelben Varietäten.

Saussurit, graugelbe Aggregate, deren Bestandteile gewöhnlich grob sind im Vergleich zu einigen Saussuriten des Rheins.

Alterit, trübe, graue, gelbe oder grüne Aggregate, deren zusammensetzende Körner grösser sein können als im Saussurit.

Hornblende, kommt in mehreren Varietäten vor.

10. grüne Hornblende,

20. braune, stark pleochroitische Hornblende.

Diese beiden Typen werden zusammengefasst unter dem Namen „Hornblende s.l.“

30. Vogesen - Hornblende, gelbbraune-braungrüne Hornblende mit geringem Pleochroismus (ZONNEVELD, 1947),

40. basaltische Hornblende, nicht immer von der sub 2 genannten Varietät zu unterscheiden.

Die grüne Varietät ist auch am Rhein hinauf bis zur Schweiz gefunden worden (VAN ANDEL, 1950). Die Herkunft der braunen Varietät ist noch nicht einwandfrei festgestellt worden. Möglicherweise hängt ihr Auftreten mit dem Eifelvulkanismus zusammen.

Die „Vogesens-Varietät“ ist auch in bestimmten Maassanden in den Niederlanden nachgewiesen (ZONNEVELD, 1947), z.B. in der Hauptterrasse Südlimburgs. Die basaltische Hornblende ist vom Eifelvulkanismus geliefert worden.

Augit, grüne oder braune, geätzte Kristalle.

Hypersthen, es wurden nur einige wenige Körner angetroffen.

Titanit, meist in hellen, verhältnismässig grossen Körnern, zuweilen einigermassen idiomorph.

Spinell und *Korund*, nur äusserst selten vorkommend.

Die Ergebnisse der schwermineralogischen Untersuchungen an einigen Sanden aus den unterschiedenen Terrassengruppen sind in der Tabelle 2 zusammengefasst. Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, dass die Terrassengruppen durch typische Mineralgesellschaften gekennzeichnet sind. Die Sande der Gruppe IV werden charakterisiert durch Turmalin, Zirkon und Rutil (Probe 1, 2 und 3). Diese Mineralgesellschaft ist von SINDOWSKI (1949) in den meisten älteren Formationen Deutschlands festgestellt worden, wie z.B. im Devon des Rheinischen Schiefergebirges, im Trias der Eifel, im Jura und in der Kreide Nordwestdeutschlands und in den eoziänen und plioziänen Kaolinsanden in Südwestdeutschland. Auch von KREMER (1954) konnten diese sehr widerstandsfähigen Minerale in den tertiären und älteren pleistozänen Terrassensanden der mittleren Mosel nachgewiesen werden. Als Herkunftsgebiet wird von Kremer das Rheinische Schiefergebirge angenommen. Die Untersuchungen von AUTUN (1953) haben ergeben, dass die meisten mesozoischen Formationen Luxemburgs aus derselben Mineralgesellschaft zusammengesetzt sind. Vor allem der Buntsandstein, der Muschelkalk, der Keuper, das Rhät und der Lias werden durch das häufige Auftreten dieser drei Minerale gekennzeichnet. Das Rhät und der Lias werden nach diesem Untersucher ferner durch das Auftreten von Granat charakterisiert; im Dogger ist Granat sogar stark vertreten. Neben dem Rheinischen Schiefergebirge sind die mesozoischen Ablagerungen Luxemburgs sowie wahrscheinlich diejenigen Lothringens als Herkunftsgebiet anzusehen. Es sei jedoch betont, dass das Auftreten dieser drei Minerale in den älteren Terrassensanden gleichfalls durch spätere Verwitterung des Materials erklärt werden kann. Im Laufe der Zeit wären dann die instabilen Minerale durch Verwitterung verschwunden. SINDOWSKI (1940) hat z.B. bei den Rheinterrassen von der Niederterrasse zur Hauptterrasse eine ständige Abnahme des Granatgehalts durch Verwitterung festgestellt.

Bei Gruppe IV ist es auffallend, dass Granat nahezu vollständig fehlt, sowie auch Vogesens-Hornblende. Die braune und grüne Hornblende ist schwach vertreten. Während die Mineralgesellschaft: basaltische Hornblende, Augit und Eifel-Titanit in der Probe Nr. 1 von Ehnen vollständig fehlt, ist sie auf dem Bocksberg bei Wasserbillig schwach vertreten (Proben Nr. 2 und 3). Die Probeentnahme er-

Tabelle 2

Schwermineralzusammensetzung der Sande einiger Terrassengruppen

Probe Nr.	Fundort	m ü.M.	Tiefe in m	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Disthen	Andalusit	Sillimanit	Chloritoid („trüb“)	Epidot	Saussurit	Alterit	Hornblende (Vogesens)	Hornblende (braun)	Hornblende (grün)	Basaltische Hornblende	Augit	Hypersthen	Olivin	Titanit (Eifel)	Sonstige Titanite	Spinell	Topas	Korund								
1	GRUPPE IV (UNTERE HAUPTTERRASSE) Ehnen, Bidel Wasserbillig, Bocksberg Wasserbillig, Kolm	228	0,60	67	9	3	8	1					1		2	1	5	1	4	3																	
2		233	0,50	70	11		1	2							1		3		4																		
3		239	0,55	6	53		14	6								5		3	1																		
4	GRUPPE V (OBERE MITTELTERRASSE) Wormeldange Haute	210	2,00	75	6		12	1				1			1	1	1			2												1					
5	GRUPPE VI (UNTERE MITTELTERRASSE) Remich Grevenmacher, Flohr Grevenmacher, Flohr	170	0,60	37	17	6	12	1				1	1		4	2	3		2	2																	
6		170	0,50	44	4	8	10	3				1	1		7	4	5	8	1	12																	
7		170	2,00	39	12	9	2					1	1			7	7	6	4	12																	
8	GRUPPE VII (NIEDERTERRASSE) Greiveldange, Ham Machtum Wasserbillig Wasserbillig Wasserbillig Wasserbillig Wasserbillig Wasserbillig Wasserbillig Wasserbillig FLUSSBETT bei Remich HOCHFLUTLEHM , Wasserbillig	145	0,65	14	5	30		1	2				1	1		1	6	16	2	10																	
9		145	1,00	3	5	18		2							2	5	1	19	19	19																	
10		135	2,00	34	3	12		1			1				1	5	2	30	1	9																	
11		135	2,80	20	4	10		1							2	4	6	31	5	10																	
12		135	4,70	23				1							1	2	5	37	4	32																	
13		135	6,40	19	5	12		4							1	4	7	14	1	29																	
14		135	6,50	18	1	2							2			5	1	8	40	3	20																
15		135	8,00	22	7	8			1							3	10	13	13		2																
16		138	12	3	34											3	10	13	13		2																
17		135	0,70	6	47	13		6	5							1	3	1	1	6	6																

folgte hier jedoch in geringer Tiefe unter Gelände, so dass es sich wahrscheinlich um umgearbeitetes Material handelt (siehe auch Seite 123).

Die einförmige Turmalin-Zirkon-Rutil-Mineralgesellschaft lässt sich auch in den jüngeren Terrassengruppen der Mosel als kennzeichnende Assoziation verfolgen. Obwohl nur eine Probe (Nr. 4) gesammelt werden konnte und daraus keine weitgehenden Schlussfolgerungen gezogen werden dürfen ist es deutlich, dass auch Terrassengruppe V durch obengenannte Mineralgesellschaft charakterisiert ist. Granat und Vogesen-Hornblende fehlen vollständig. Die Eifel-Assoziation wurde nicht nachgewiesen. Eine Abgrenzung zwischen Gruppe V und IV ist somit auf Grund der Schwermineralzusammensetzung nicht möglich.

Im Vergleich mit den vorher besprochenen Gruppen weist die Terrassengruppe VI einige deutliche Unterschiede auf. Die Turmalin-Zirkon-Rutil-Assoziation überwiegt immer noch, tritt aber gegenüber Gruppe IV und V deutlich zurück. Dafür kommen zum ersten Mal geringe Mengen Granat, Vogesen-Hornblende und grüne Hornblende vor. Die Untersuchungen von VAN ANDEL (1950) und AUTUN (1953) haben ergeben, dass der Granat der Trias entstammen kann. In diesem Zusammenhang sei auf die Abbildung 17 hingewiesen. Aus den Schotteranalysen ergab sich gegenüber den Terrassengruppen I–V ein leichter Anstieg des Granitgehalts in Gruppe VI. In Gruppe VII steigt diese Komponente sprunghaft an. Hieraus wurde die Maasanzapfung bei Toul abgeleitet, die damit frühestens zur Zeit der Terrassengruppe VI erfolgt wäre. Einen weiteren Beweis erbringen die Ergebnisse der Schwermineral-Untersuchungen. Mit dem Ansteigen des Granitgehalts in Gruppe VI geht eine leichte Zunahme der Vogesen- und der grünen Hornblende zusammen, die dann in der nächst-jüngeren Terrassengruppe VII sehr stark vertreten sind. Die starke Zunahme auch der grünen Hornblende in diesen Gruppen lässt vermuten, dass auch dieses Mineral den Vogesen entstammt.

Bemerkenswert ist ferner die Anwesenheit von basaltischer Hornblende und Eifel-Titanit in Probe Nr. 5 (Remich). In den Terrassensanden der Gruben auf Flohr bei Grevenmacher fehlt jedoch jede Spur dieser Minerale. In Terrassengruppe VII tritt die Mineralgesellschaft Turmalin-Zirkon-Rutil weiter zurück gegenüber einer starken Zunahme der grünen und Vogesen-Hornblende. Auffallend in dieser jüngsten Terrassengruppe ist ferner die Anreicherung des Granats, die auch von KREMER (1954) bei den Sanden der Niederterrasse an der mittleren Mosel festgestellt wurde. Die dort erwähnten Zahlen sind bedeutend niedriger als im luxemburgischen Gebiet (4 gegen 12); nur in der Niederterrasse bei Kenn, die tektonisch abgesunken ist, wurde eine Granatzahl von 10 nachgewiesen, was nach Kremer auf lokale Beeinflussung zurückzuführen wäre. Die hohen Zahlen (10, 18 und in einer Probe sogar 30) sind jedoch für diese Terrassengruppe in Luxemburg kennzeichnend. Nach AUTUN (1953) kommt Granat in dem Keuper deutlich wahrnehmbar vor, tritt in dem Rhät und Lias stärker hervor um in dem Dogger mit etwa 60% seinen höchsten Wert zu erreichen. Die Vermutung liegt nahe, dass der Granat in den Terrassensanden der Gruppe VI und VII hauptsächlich diesen Formationen entstammt. Stromabwärts nimmt der Granatgehalt ständig ab, und spielt nach 50–60 km nur eine untergeordnete Rolle, wie aus den Analysen von Kremer hervorgeht. Dass bei Kenn noch ein hoher Granatgehalt gefunden wird, kann aus den hohen Granatzahlen in Luxemburg erklärt werden und braucht nicht auf lokale Einflüsse zurückgeführt zu werden.

Charakteristisch bei dieser Gruppe ist die starke Anreicherung von Vogesen- und grüner Hornblende. Weiterhin macht sich auch ein schwacher Einfluss der

Eifel-Assoziation bemerkbar. Basaltische Hornblende-Augit-Titanit treten in einigen Proben deutlich auf.

Der Sand aus dem heutigen Flussbett bei Remich führt immer noch Turmalin und Zirkon, während daneben Granat stark vertreten ist. Die Vogesen-Hornblende und besonders die grüne Hornblende treten deutlich zurück. Im Vergleich zu den Terrassensanden der verschiedenen Gruppen sind Saussurit und Alterit stärker vertreten. Ein schwacher Einfluss der Eifel-Assoziation ist bemerkbar. Braune Hornblende, die in fast sämtlichen Proben angetroffen wurde, fehlt im Sand des Flussbettes bei Remich.

Zusammenfassend zeigt sich folgendes:

Die älteren Terrassengruppen IV und V kennzeichnen sich durch das Überwiegen der Schwermineralgesellschaft Turmalin-Zirkon-Rutil, die den mesozoischen Formationen Luxemburgs und – wie anzunehmen ist – Lothringens entstammen. Bei der jüngeren Gruppe VI treten Granat, Vogesen-Hornblende und grüne Hornblende auf, die sich in Gruppe VII stark anreichern. Das Hervortreten von Vogesen-Hornblende in Gruppe VI und ihre Anreicherung in Gruppe VII ist auf die Maasanzapfung bei Toul zurückzuführen. Die Zunahme des Granitgehalts im Schotter dieser Gruppen ist mit diesem Befund im Einklang. Die Anzapfung bei Toul muss demnach frühestens während der Bildung der Terrassengruppe VI erfolgt sein.

Die vulkanische Eifel-Assoziation Augit-Titanit-Hornblende ist im Sande des heutigen Flussbettes sehr schwach vertreten. In Gruppe VII tritt diese Schwermineralgesellschaft in einigen der analysierten Proben etwas stärker hervor, in anderen fehlt sie vollständig.

Einige Proben der Gruppe VI und IV zeigen gleichfalls deutliche Spuren dieser Minerale. Am wahrscheinlichsten ist es, dass es sich hier zum Teil um Tuffmaterial handelt, das nach ihrer Ausbildung auf diesen Terrassen abgelagert wurde (siehe auch Seite 123). Da auf den meisten Terrassen, und vor allem auf den älteren keine deutlichen Sandablagerungen erhalten blieben, können keine weiteren Angaben gemacht werden.

VI. DIE MECHANISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER SANDE

Die Korngrößen-Analysen wurden durchgeführt an den Proben, die auf Schwermineralgehalt untersucht wurden, m.a.W. nur die Sande einiger der verschiedenen Terrassengruppen wurden untersucht, da infolge der geringen Mächtigkeit der Terrassenablagerungen reine Flusssande nur sporadisch auftreten.

Die Ergebnisse der Korngrößen-Analysen sind in der Tabelle 3 zusammengefasst. Die graphische Darstellung der Korngrößen-Verteilung entspricht der von DOEGLAS (1941).

Der Sand aus dem heutigen Flussbett bei Remich ist aus Grobsand und Kies mit einem äusserst geringen Tongehalt (< 16µ) zusammengesetzt. Seine Minimal Korngrösse beträgt ungefähr 300 Mikron. Abbildung 18 zeigt die Korngrößen-Verteilungskurve dieses Sandes (Kurve 52). Die Streuung der Korngrößen ist gering, d.h. der Sand ist ziemlich gut sortiert. Die drei wichtigsten Fraktionen sind 300-420, 420-600 und 600-850 µ, welche zusammen etwa 78% des Gesamtmaterials enthalten. Die Sortierung kommt im geschwungenen Verlauf der Kurve zum

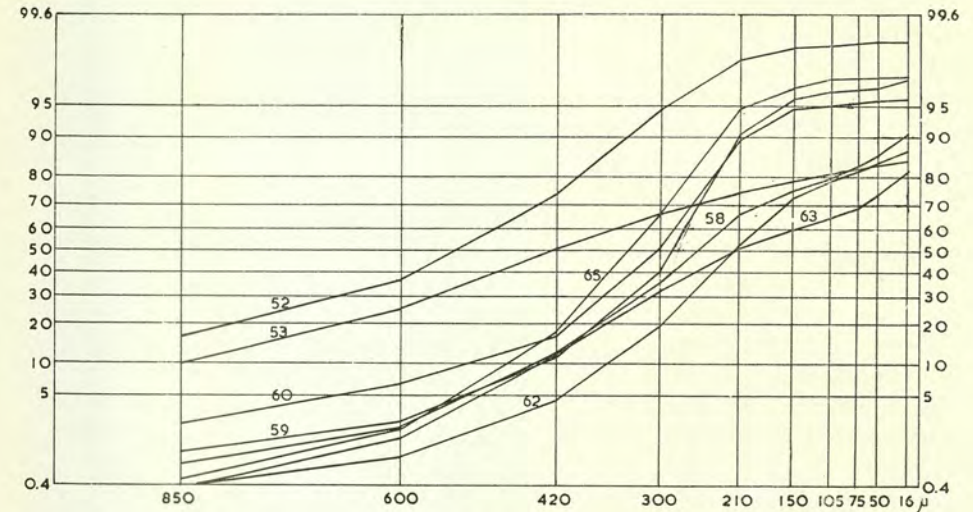


Abb. 18 — Die Korngrößenverteilung einiger Ablagerungen der Terrassengruppe VII (Niederterrasse) bei Greiveldange und Wasserbillig und des Sandes aus dem heutigen Flussbett bei Remich.

Tabelle 3

Mechanische Zusammensetzung der Sande und Lehme einiger Terrassengruppen

Probe Nr.	Tiefe in m unter Gelände	Gehalt in % auf Trockensubstanz				U ₁₆	Teilchen > 2000 µ	pH	Gehalt in %				an mineralischen Teilen								Fundort							
		CaCO ₃	Org. Subst.	Fraktion < 16 µ	Fraktion > 16 µ				0/16	16/50	50/75	75/105	105/150	150/210	210/300	300/420	420/600	600/850	850/1200	1200/2000								
36B052	Flussbett	2,0	0	0,9	97,1	20	35	7,4	0,9	0	0,1	0,1	0,1	0,4	4,2	20,6	37,2	20,3	10,2	5,9	Remich, Flussbett							
053	1,0 m	10,8	0,6	13,8	74,8	33	6	8,1	15,6	1,1	1,2	1,5	2,3	4,2	8,1	14,7	26,3	15,1	7,3	2,6	Niederterrasse: Greiveldange, Ham 145 m ü.M.							
063	2,0 m	6,9	0	17,2	75,9	83	—	8,0	18,5	3,5	4,4	4,3	4,7	8,0	19,5	20,6	9,9	1,4	0,2	—	Wasserbillig, 135 m ü.M.							
058	2,80 m	14,6	0	7,8	77,6	64	5	8,0	9,1	5,2	3,0	3,5	4,3	8,3	31,2	23,4	9,8	1,4	0,4	0,4	Wasserbillig, 135 m ü.M.							
059	4,70 m	11,9	0	2,5	85,6	38	7	7,7	2,8	0,6	0,2	0,2	0,6	5,3	50,2	29,0	8,6	1,4	0,6	0,5	Wasserbillig, 135 m ü.M.							
062	6,40 m	14,7	0	11,0	74,3	62	—	7,9	12,9	3,4	2,5	3,2	6,0	18,5	33,8	15,5	3,3	0,6	0,2	0,1	Wasserbillig, 135 m ü.M.							
065	6,5-6,9 m	10,7	0	2,3	87,0	31	1	7,7	2,6	0	0,1	0,2	0,4	2,1	28,7	48,4	15,4	1,5	0,5	0,1	Wasserbillig, 135 m ü.M.							
060	8,0 m	12,7	0	3,8	83,5	35	3	7,8	4,4	0,2	0,3	0,3	0,6	5,0	39,1	33,8	9,9	3,9	1,7	0,8	Wasserbillig, 135 m ü.M.							
051	0,60 m	0,1	0,1	29,1	70,7	69	28	7,3	29,2	8,5	1,7	1,2	1,3	2,0	4,7	8,6	13,9	12,4	9,8	6,7	Untere Mittelterrasse: Remich, Cave St. Remy, 170 m ü.M.							
050	0,50 m	0,1	0,2	18,9	80,8	49	25	7,7	19,0	3,2	0,9	0,9	1,9	10,0	28,0	11,5	10,7	6,8	4,2	2,9	Grevenmacher, Flohr, 170 m ü.M.							
056	2,0 m	18,4	0	8,1	73,5	50	16	7,8	9,9	5,4	0,7	0,6	0,7	2,7	16,6	26,5	25,7	7,6	2,5	1,1	Grevenmacher, Flohr, 170 m ü.M.							
057		19,4	0,2	6,2	74,2	32	13	7,9	7,7	1,6	0,5	1,0	0,5	1,6	10,1	27,4	31,1	12,2	4,7	1,6	Grevenmacher, Flohr, 170 m ü.M.							
054	0,60 m	0	0,2	16,7	83,1	40	—	7,1	16,7	1,0	1,1	1,0	1,3	3,6	33,3	26,9	11,7	2,8	0,5	0,1	Obere Mittelterrasse: Wormeldange Haute, 210 m ü.M.							
064	2,0 m	0	0	12,2	87,8	48	—	7,4	12,2	1,7	0,5	0,8	3,1	16,0	39,5	18,4	6,1	1,3	0,4	—	Wormeldange Haute, 210 m ü.M.							
049	0,5-1,0 m	0,1	0,5	22,1	77,3	32	1	7,4	22,2	0,5	0,2	0,2	0,3	1,4	22,4	27,8	18,4	4,7	1,4	0,5	Untere Hauptterrasse: Wasserbillig, Bocksberg, 233 m ü.M.							
061	0,50 m	0,1	0,4	25,0	74,5	45	5	7,7	25,1	2,3	0,6	0,6	1,2	4,8	26,9	22,5	11,4	2,9	1,2	0,5	Wasserbillig, Bocksberg, 233 m ü.M.							
055	0,60 m	0	0,6	24,0	75,4	44	—	6,4	24,1	2,0	0,8	0,8	1,0	2,5	28,0	27,8	8,9	1,6	1,2	1,3	Ehnen, Bidelt, 228 m ü.M.							

Ausdruck. Sie entspricht dem Bild des R-Typs wie dieser von DOEGLAS (1950) in seinen Gruppen der Flussablagerungen unterschieden worden ist.

Kurve 53 zeigt das Bild eines schlecht sortierten Sandes der Terrassengruppe VII in der Nähe von Greiveldange. Diesem Sande sind bedeutende Mengen von Rohton beigemischt. Auf Grund der U-Ziffer (33) stellt das Material einen mässig groben Sand dar. Die Korngrößen-Verteilungskurve dieses Sandes verläuft nahezu geradlinig mit einer starken Streuung der Korngrößen. Der sehr flache Verlauf der Kurve deutet darauf hin, dass die Stromgeschwindigkeiten während der Ablagerung stark gewechselt haben.

Die Kurven 58, 59, 60, 62, 63 und 65 beziehen sich auf Proben aus dem mächtigen Sand- und Kiespaket in der Talaue von Wasserbillig. Die Proben sind entnommen in einer Tiefe von 2 bis 8 m unter Gelände in der Profilwand der östlich der Hauptstrasse gelegenen Kiesgrube. Die Korngrößen-Verteilung dieser Sande zeigt im allgemeinen ein typisches Bild. Es handelt sich hier um Grobsande, denen gelegentlich kleinere oder grössere Mengen von Rohton beigemischt sind. Die Grobsande sind gut sortiert, wie aus dem steilen Anstieg der Kurven 59, 60 und 65 hervorgeht; die drei Hauptfraktionen enthalten 80–90% des Materials. Seine Maximalkorngrösse beträgt ungefähr 600 Mikron.

Das vom Fluss verfrachtete Material wird von DOEGLAS (1950, 1952) in drei Fraktionen aufgeteilt: eine grobe oder R-Fraktion, eine mittel- oder S-Fraktion und eine T-Fraktion- das feinste Material, das in Suspension weiter transportiert wird. Die S-Fraktionen bilden sich bei langsamer, ständiger Abnahme der Transportfähigkeit, wobei die grössten Körner zurückbleiben. Das suspendierte Material verliert stets die grössten Körner und ist aus T-Fraktionen zusammengesetzt. Die R-Fraktion wird abgelagert wenn bei starker Abnahme der Stromgeschwindigkeit die grössten Körner ausfallen, während sie sich ebenfalls anreichert dort, wo das Bodenmaterial ausgewaschen wird und die feineren Bestandteile abtransportiert werden.

Die R-Fraktion kommt nur in Gebieten vor, wo Erosion auftritt und das Bodenmaterial in Bewegung ist. Die T-Fraktion findet man nur an Stellen wo die Stromgeschwindigkeit Null ist. Wenn die Stromgeschwindigkeit periodisch bis Null abnimmt, entsteht nach DOEGLAS eine Mischung der R- und/oder S-Fraktionen mit der T-Fraktion. Die Korngrößen-Verteilungskurven des Materials aus den Kiesgruben von Wasserbillig zeigen deutlich das Bild einer Mischung der R-Fraktion (linker, grober Teil) mit der T-Fraktion (rechter, feiner Teil der Kurven). Nach DOEGLAS finden sich diese Mischungsfraktionen u.a. an Flussufern. Im Strombett des Flusses herrscht im allgemeinen die R-Fraktion vor; Kurve 52 vom Flussbett bei Remich stellt den R-Typ dar. Nach VAN ANDEL (1951) werden im System des verwilderten Flusses hauptsächlich R- und grobe T-Fraktionen aufgefunden. Das Material in den Kiesgruben von Wasserbillig muss unter periodisch bis Null abnehmenden Stromgeschwindigkeiten abgelagert sein.

Die Abbildung 19 zeigt die Korngrößen-Verteilungskurven einiger Sande und Lehme der Terrassengruppe VI. Die Probe von Remich (Kurve 51) zeigt das Bild eines nicht sortierten Materials (geradliniger Verlauf der Kurve). Es weist eine starke Streuung der Korngrößen auf. Der Tongehalt beträgt 29%, während daneben mehr als die Hälfte des Materials in der Fraktion von 300 bis 2000 Mikron liegt.

Das Terrassenmaterial von Flohr bei Grevenmacher (Kurven 50, 56 und 57) ist im Vergleich zu dem bei Remich etwas weniger grob und hat ausserdem einen ge-

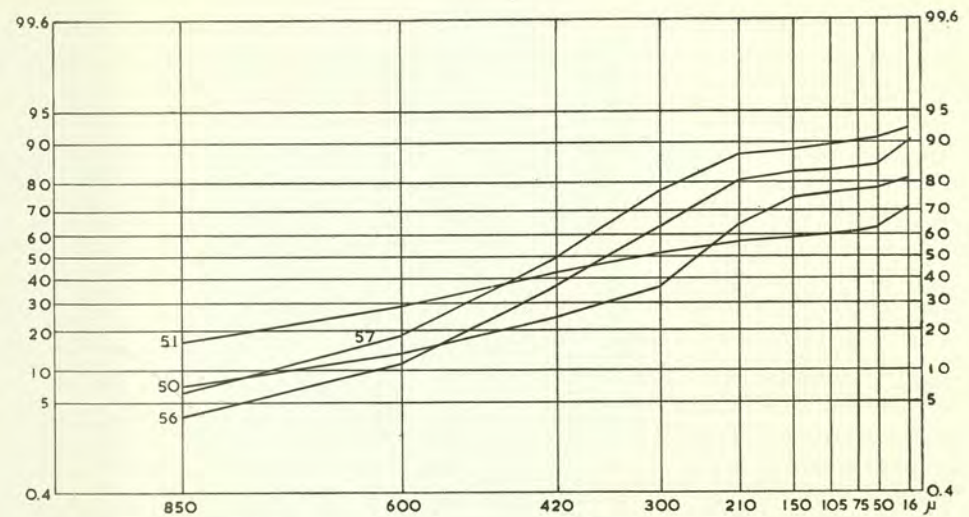


Abb. 19 — Die Korngrößenverteilung einiger Ablagerungen der Terrassengruppe VI (untere Mittelterrasse) bei Remich und Grevenmacher.

ringeren Tongehalt. Im allgemeinen zeigen diese Kurven einen ähnlichen Verlauf wie die Sande und Lehme von Wasserbillig aus Gruppe VII. Auch dieses Material muss entstanden sein durch Mischung einer Grob- oder R-Fraktion mit einer Fein- oder T-Fraktion, während periodisch bis Null abnehmender Stromgeschwindigkeiten.

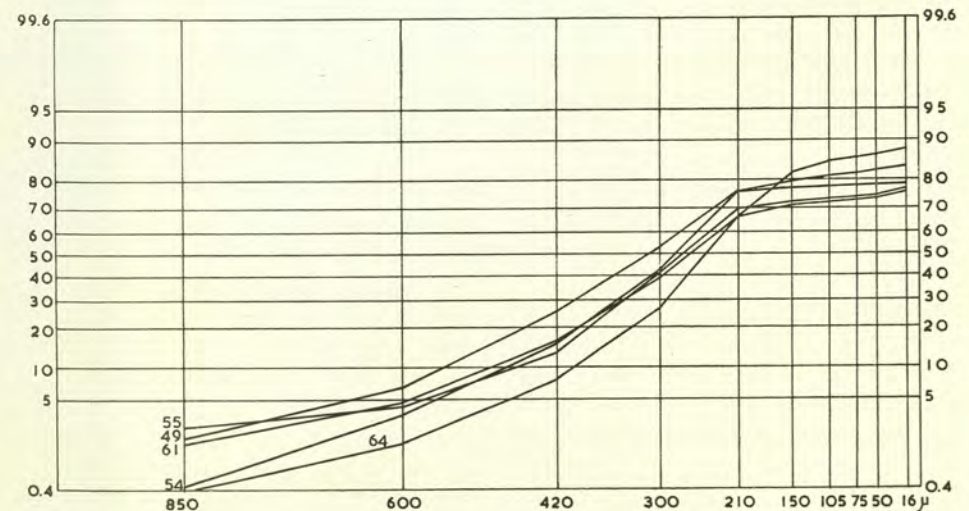


Abb. 20 — Die Korngrößenverteilung einiger Ablagerungen der Terrassengruppen IV und V (untere Haupt- und obere Mittelterrasse) bei Wasserbillig und Ehenen bzw. bei Wormeldange-Hoch.

Schliesslich sind in Abbildung 20 die Korngrößen-Verteilungskurven einiger Sedimente der Terrassengruppen IV und V dargestellt. Wie aus dem Verlauf der Kurven 49, 54, 55, 61 und 64 hervorgeht, weist die Korngrössenzusammensetzung der Sedimente beider Gruppen keine wesentlichen Unterschiede auf. Die Kurven

zeigen im Gegenteil annähernd dasselbe Bild. Die Maximalkorngrösse liegt ungefähr bei 700 oder 800 Mikron, was mit den gefundenen Zahlen des Materials aus Gruppe VII bei Wasserbillig übereinstimmt. Die untere Grenze der Grobfraction liegt wie fast immer bei 210 Mikron (Knick im Kurvenverlauf). Auffallend ist der fast horizontale, geradlinige Verlauf der Kurven in der Fraktion von 16 bis 210 Mikron, der auch an einigen der oben erwähnten Kurven beobachtet wird. Der geradlinige, horizontale Verlauf der Kurven nach der feinen Seite deutet auf nahezu vollständiges Fehlen von Material in der Fraktion 16–210 Mikron. Auch diese Korngrößenverteilung ist auf Mischung einer R-Fraktion mit einer T-Fraktion zurückzuführen. Dieses Kurvenbild ist ein schönes Beispiel einer derartigen Mischung. Auch dieses Material ist somit entstanden und abgelagert bei periodisch bis Null abnehmender Stromgeschwindigkeit.

Da in fluviatilen Sedimenten die Korngrößenverteilung oft variabel ist, kann nicht erwartet werden, dass die einzelnen Terrassengruppen durch eine bestimmte Korngrößenverteilung gekennzeichnet werden. Obwohl die Anzahl der entnommenen Proben klein ist und demzufolge weitgehende Schlussfolgerungen nicht gemacht werden dürfen, geben jedoch die Analysen ein klares Bild der örtlichen Ablagerungsvorgängen. Für genauere Einsichten hinsichtlich der Sedimentation braucht man viel grössere Probemengen.

VII. DER FOSSILGEHALT DER TERRASSENABLAGERUNGEN

Vor kurzem wurde von KREMER (1954) noch darauf hingewiesen, dass das Vorkommen diluvialer Säugetierknochen nicht unbedingt ein Beweis für eine periglaziale Aufschüttung zu sein braucht, weil in der holozänen Bimsterrasse des Rheins mehrere solcher Säugetierreste gefunden werden. Ihre Lage in dieser Terrasse wäre auf Verarbeitung der letzteiszeitlichen Niederterrassen-Gerölle zurückzuführen. Fossilfunde in fluviatilen Ablagerungen sind nur im Verein mit anderen Kriterien für eine eindeutige Zeitbestimmung wertvoll.

Im Rahmen dieser Arbeit sollen die wenigen Fundpunkte von Fossilien hier erwähnt werden. Folgende Darstellung gründet sich auf Literaturhinweise (LUCIUS, 1948; FERRANT, 1933) und mündliche Berichte der Grubenbesitzer.

Aus den älteren Terrassengruppen sind überhaupt keine Fossilfunde bekannt. Es wurden nur in den jüngeren Tierreste entdeckt. Die bekanntesten Fundstellen sind wohl die Kiesgruben von Mertert-Wasserbillig, beiderseits der Moselstrasse. In einer Tiefe von etwa 6–8 m unter Gelände sind sehr viele pleistozäne Säugetierreste aufgefunden worden, die besonders gut konserviert waren.

Zu den wichtigsten fossilen Überresten, welche hier (d.h. in der Terrassengruppe VII) gefunden wurden, gehören Knochenreste des Mammut, *Elephas primigenius*, begleitet von *Rhinoceros tichorhinus* und *Bos primigenius*. Reste des Renntiers, *Rangifer tarandus* sind selten. Von *Bison priscus* wurde ein Oberschädel mit Gehörn von über 1 m Spannweite gefunden. Auch sind Skelettreste von *Cervus elaphus* angetroffen, sie sind jedoch im Vergleich zu den anderen Säugetieren in diesen Ablagerungen selten. Häufiger treten dagegen Reste von *Equus (Microhippus) fossilis* auf. Sämtliche fossile Überreste finden sich im naturhistorischen Museum in Luxemburg.

Ähnliche Fossilfunde sind in den Ablagerungen derselben Terrassengruppe VII des Mäanderbogens von Greiveldange gemacht worden. Nach mündlichen Mitteilungen des Gewannbesitzers sind stellenweise im Gleithang in untiefen Sandgruben Knochenreste sehr grosser Tiere angetroffen. Auch von FERRANT (1933) wird das Vorkommen von Säugetierresten an dieser Stelle erwähnt. Im Vergleich zu den Fossilien in den Kiesgruben bei Wasserbillig, die unten in den Gruben bis 8 m unter Gelände angetroffen sind, finden sich die Skelettreste bei Greiveldange in geringer Tiefe unter Gelände. Sie zeigen einen weit fortgeschrittenen Verwitterungsgrad, sind daher meistens schlecht erhalten und zerfallen kurze Zeit nach ihrer Blosslegung. Da es sich hier offenbar um grosse Knochen handelt, liegen wahrscheinlich auch an dieser Stelle Reste einer pleistozänen Fauna vor.

Nach FERRANT (1933) besitzt das luxemburgische National-Museum einen gut erhaltenen Backenzahn von *Elephas primigenius* aus der heute verlassenen Kiesgrube auf Flohr bei Grevenmacher. Drei weitere, weniger gut erhaltene Backenzähne und ein Stosszahn stammen aus derselben Schotterbank. Diese Kiesgruben sind heute noch nachweisbar und finden sich in Terrassengruppe VI.

Weitere Funde von Knochenresten pleistozäner Säugetiere sind in den älteren Terrassengruppen I–V sofern bekannt nicht gefunden.

VIII. DIE ZEITLICHE EINORDNUNG DER MOSEL TERRASSEN

Zum Vergleich mit anderen Flussgebieten sowie zum besseren Verständnis der Talentwicklung der Mosel im luxemburgischen Gebiet, ist neben einer Terrassengliederung auch eine zeitliche Datierung aller Vorgänge anzustreben. Diese wird im Folgenden versucht, wobei die Ergebnisse in der Tabelle 4 zusammengefasst sind. Es sei jedoch betont, dass vor allem für die älteren Terrassen eine solche zeitliche Einordnung schwierig durchzuführen ist und mit Unsicherheiten belastet bleibt.

Von vielen Untersuchern wird die Ausbildung der Terrassen mit Glazialperioden in Verbindung gebracht. Es braucht jedoch kaum näherer Ausführung, dass nicht jede Terrassenbildung mit einer Glazialzeit parallelisiert werden kann. Es ist als bewiesen zu betrachten, dass sich auch in den Interglazialzeiten Terrassen gebildet haben. Über den Zusammenhang zwischen Glazialzeit und Terrassenbildung herrscht noch keine „communis opinio“. Durch die Abwesenheit genügend mächtiger Terrassenablagerungen auf den ältesten Terrassenniveaus fehlen im Untersuchungsgebiet viele Voraussetzungen zu einer zeitlichen Einordnung. Diese Datierung beruht was die älteren Terrassen anbelangt auf den allgemeinen Kenntnissen der Vorgänge während des Pleistozäns und auf eventueller Parallelisierung mit schon bekannten Flüssen oder Flussstrecken. Zweckmässigerweise erfolgt die zeitliche Datierung von den jüngsten zu den ältesten Ablagerungen.

1. Die jüngsten Talablagerungen

In der Gegenwart findet im luxemburgischen Gebiet durch die Mosel keine nennenswerte Sedimentation statt. Im Anschluss an Hochwässer bleibt auf dem Hochflutbett und besonders in den dortigen verlandenden Altwasserrinnen wie z.B. in der weiten Talaue zwischen Remich und Remerschen und bei Grevenmacher—Mertert, etwas rezenter Auelehm zurück. Über die Entstehung des Hochflutbettes können mangels Spezialuntersuchungen noch keine sicheren Angaben gemacht werden. Nach QUITZOW (1956) fällt die Entstehung des Hochflutbettes des Niederrheins bereits in das früheste Stadium des Holozäns. Diese Annahme stützt sich auf die von NIETSCH (1940) durchgeführten Untersuchungen an verlandenden, in die Oberfläche der Niederterrasse eingesenkten Rinnen bei Köln, deren älteste Ablagerungen ein frühboreales Alter aufweisen. Für die mittlere Mosel wird von KREMER (1954) als Beginn der Hochflutablagerung die Zeit um 1200 n. Chr. angenommen, wobei sie sich gründet auf den Gehalt an Tonscherben und den geringen Prozentsatz an Baumpollen in dem unterlagernden Bodenhorizont. Von Kremer wird die Aufschüttung im Hochflutbett mit den mittelalterlichen Rodungen in Verbindung gebracht, die in dieser Gegend vor allem zur Anlage der Rebkulturen durchgeführt wurden. Dies hätte bewirkt, dass das Material der älteren Terrassen durch Hangabspülung und seitliche Erosion im Hochflutbett abgelagert wurde. In der 2 m mächtigen Auelehmschicht der Kiesgrube von Wasserbillig (siehe Seite 48) sind vom Verfasser keine Torfschichten beobachtet, so dass eine Datierung mittels der Pollenanalyse nicht vorgenommen werden konnte. Die Abgrenzung von Pleistozän und Holozän muss späteren Spezialunter-

suchungen vorbehalten bleiben. Die Vermutung jedoch liegt nahe, dass die Aufschüttung des Hochflutbettes bereits im Alt-Holozän angefangen hat.

2. Die Terrassengruppe VII (Niederterrasse)

Die Datierung dieser Gruppe macht keine grossen Schwierigkeiten. Als jüngste Terrassengruppe entspricht sie der aus anderen Gegenden bekannten sog. Niederterrasse, der im allgemeinen ein würmglaziales Alter zugeschrieben wird. Für die Annahme einer Glazialbildung stehen folgende Beweismittel zur Verfügung.

- 10 Das Schottermaterial und die Steine weisen in der Regel eine grosse Eckigkeit auf.
- 20 Es finden sich in den Schotterablagerungen zahlreiche Reste einer Kaltzeitfauna.
- 30 Auf der Niederterrasse vor der Mündung der Dellen fehlen Schuttkegel.

Wie bereits erwähnt, herrscht in Kaltzeiten die mechanische Verwitterung vor. Die intensive Frostverwitterung hat zur Folge, dass die Gesteine in grobe, eckige Blöcke auseinanderfallen. Da die Flüsse in Kaltzeiten nur in einige Jahreszeiten, d.h. periodisch Wasser führen, wird das Material nur während kurzer Zeit transportiert und daher wenig abgerundet. Selbstverständlich finden sich in Glazialablagerungen oft auch gut gerundete Gerölle, die in diesem Fall dann meistens aufgearbeitetes, älteres Schottermaterial darstellen. Die Niederterrasseablagerungen von Wasserbillig zeigen diese Merkmale deutlich. Das stark eckige Schottermaterial, die sehr grossen eckigen Blöcke weisen auf eine kaltzeitlich bedingte Sedimentation hin.

Die auf primärer Lagerstätte gefundenen Reste einer typisch kaltzeitlichen Fauna (Mammut, Renntier, Nashorn u.s.w.) sind ebenfalls ein Beweis dafür, dass die Niederterrasse sedimente während einer kalten Klimaperiode sedimentiert wurden.

VON KREMER (1954) wurden auch die periglazialen Erscheinungen an der mittleren Mosel studiert, wie z.B. die Erscheinung der Dellen. Diese Dellen sind flachmuldenförmige, langgezogene Hohlformen mit gleichsinnigem Gefälle; sie unterscheiden sich von flachen Tälern durch das Fehlen eines dauernd fliessenden Baches. Nach BÜDEL (1944) sind sie Muldentäler, die durch eiszeitliche Korrosionsströme entstanden sind und zu ihrer Bildung einen stark durchfeuchteten Auftauboden über einer undurchlässigen, gefrorenen Unterlage benötigen. An der mittleren Mosel finden sich Dellen, die hängend auf der Niederterrasse enden oder ohne einen Schuttkegel an ihrem Ausgang auf sie auslaufen. KREMER erklärt dies durch die Annahme, dass das hangabwärts in der Delle bewegte Solifluktionsmaterial sofort auf der Niederterrasse vom Wasser der Mosel abtransportiert worden ist. Daraus schliesst sie, dass die letzteiszeitlichen Dellen und die Niederterrasse der Mosel gleichaltrig sind.

Im Untersuchungsgebiet findet sich nur ein deutliches Beispiel einer Delle, und zwar hinter dem Schloss Buschland halbwegs Remich—Stadtbredimus. Diese Delle setzt als flache Mulde auf der unteren Stufe der Engtalterrassen (Untere Mittelterrasse) an, schneidet sich bald ein als enges Kastentälchen das hängend am Steilabfall zur Mosel über der Niederterrasse endet.

Aus diesen Gründen muss der Gruppe VII ein würmglaziales Alter zugewiesen werden. Eine weitere Gliederung dieser Gruppe in zwei Stufen, wie sie z.B. für

den Niederrhein durchgeführt werden konnte (QUITZOW, 1956) stösst hier auf Schwierigkeiten. Die dortige jüngere Niederterrasse, die reichlich Gerölle von Bimssteinen des grossen allerödzeitlichen Laacher See-Ausbruches enthält, ist jünger als dieser Vulkanismus und wird in die jüngere Tundrenzeit gestellt. Die ältere Niederterrasse vertritt dann den Hauptteil der Würmeiszeit, ohne genauere Gliederung.

Auf Grund der Schwermineraluntersuchungen in den Kiesgruben von Wasserbillig (Tabelle 2) könnte man eine ähnliche Gliederung in zwei Stufen vermuten. Diese 8 m mächtige Terrassenablagerung zeigt eine obere, etwa 3 m mächtige Schicht mit verhältnismässig viel Granat und wenig grüner Hornblende, und eine untere etwa 5 m mächtige Schicht in der Granat etwas zurücktritt, während grüne Hornblende stark zunimmt. Diese untere Schicht könnte mit der älteren Niederterrassestufe, die obere Schicht mit der jüngeren Niederterrasse und den holozänen Ablagerungen parallelisiert werden.

Nach CAPOT-REY (1938) hängt die Niederterrasse in Lothringen sehr deutlich mit der Endmoräne des Moselgletschers bei Noir-Gueux in den Vogesen zusammen, welche ein würmeiszeitliches Alter haben muss. Er schreibt nämlich „La moraine frontale du glacier mosellan, à Noir Gueux, se rattache par un cône de transition très net à la terrasse de 18–20 mètres, laquelle se suit tout le long de la Moselle. On y a trouvé aux environs de Toul la faune de loess récent d'Alsace, ce qui permet de la considérer comme temporaire de la dernière glaciation alpine; la moraine frontale de Noir Gueux serait donc d'âge würmien“.

3. Die Terrassengruppe VI (Untere Mittelterrasse)

Die nächstältere Aufschotterung, nämlich die untere Stufe der Mittelterrasse, ist ebenfalls während einer ausgesprochen kalten Klimaperiode entstanden, m.a.W. sie ist glazialklimatisch bedingt. Diese Annahme stützt sich auf Beobachtungen in Gruben dieser Terrasse bei Grevenmacher. Erstens weist das Schottermaterial hier eine geringe Zurundung auf, und ferner sind die vielen grossen eckigen Blöcke Kalkstein und Quarzit charakteristisch. Zweitens sind in dieser Aufschüttung Reste einer kaltzeitlichen Fauna nachgewiesen worden (siehe Seite 91). Die Ablagerung dieses Materials ist in die Risseiszeit zu verlegen und zwar in das jüngere Stadium. Stromabwärts ist diese Terrasse deutlich zu verfolgen (KREMER, 1954). Die Aufschotterung ist dort ebenfalls ausgesprochen kaltzeitlich, was sich aus den von ihr durchgeführten morphometrischen Schotteranalysen ergibt. Kremer stellt diese Terrasse in die Riss II – Kaltzeit. Weiter stromabwärts lässt sich die untere Mittelterrasse bis an den Rhein verfolgen, wo sie in die untere Mittelterrasse dieses Flusses übergeht. Von QUITZOW (1956) wurde im Niederrheingebiet die gleichfalls in etwa 30–40 m relativer Höhe gelegene untere Mittelterrasse (Krefelder Mittelterrasse) in den Warthe-Abschnitt der Risseiszeit verlegt, während die sog. Talwegterrasse dem älteren Teil der Saaleiszeit (Drenthe-Abschnitt) entsprechen würde. Auf Grund dieser Untersuchungen kann vorläufig angenommen werden, dass die Aufschotterung der betreffenden Terrasse im luxemburgischen Gebiet dem jüngsten, oder Warthe-Abschnitt der Risseiszeit entspricht.

4. Die Terrassengruppe V (Obere Mittelterrasse)

War bis zur Risseiszeit eine verhältnismässig genaue zeitliche Einordnung der Terrassen noch möglich, so ist die Datierung der älteren Terrassensedimente recht

unsicher. D.h. es liegen im Untersuchungsgebiet keine einwandfreien Kriterien für die Alterseinstufung der älteren Terrassen vor. Von der von CAILLEUX (1951) vorgeschlagenen und von KREMER (1954) zur Bestimmung des Zurundungsindex des Schotters benutzten „morphometrischen Schotteranalyse“ war im luxemburgischen Gebiet wenig zu erwarten. Durch diese Methode ermöglicht es sich glaziale und interglaziale Ablagerungen von einander zu unterscheiden. Handelt es sich jedoch um dünne Schotterbestreuungen wie diese im Untersuchungsgebiet vorliegen, so ist diese Methode oft mit einer gewissen Unsicherheit belastet. Das an der Oberfläche gelegene Schottermaterial ist durch Frostsprengung während der jüngeren Eiszeiten und durch stetiges pflügen der Ackerböden auf denen sie lagern, oft zersplittert, was die Analyseergebnisse beeinflusst.

Die Alterseinstufung der älteren Terrassengruppen stützt sich deshalb hauptsächlich auf die in benachbarten Gebieten gewonnenen Kenntnisse der Vorgänge während des Pleistozäns.

Die obere Mittelterrasse lässt sich stromabwärts verfolgen und im mittleren Moselgebiet ist sie von KREMER (1954) einwandfrei festgestellt. Ihre Höhenlage entspricht dort etwa der in Luxemburg gefundenen. Kremer hat bei den Ablagerungen dieser Terrasse einen periglazialen Zurundungsindex festgestellt, d.h. auch dieses Material ist während einer kalten Klimaperiode aufgeschüttet, wofür die Riss I - Kaltzeit angenommen wird. KREMER schreibt „Da wir die Niederterrasse der Mosel der letzten Eiszeit zuschreiben müssen, macht sich folglich die Risseiszeit an der Mosel durch zwei kaltzeitlich bedingte Schotterkörper, die obere und die untere Mittelterrasse, bemerkbar, die durch eine etwa 40 m betragende Tiefenerosion getrennt sind. Wegen der fortdauernden, starken Hebung des Schiefergebirges braucht es sich aber keineswegs um zwei selbständige, durch eine Interglazialzeit getrennte Risseiszeiten zu handeln, sondern der Erosionsbetrag kann auch in ein Interstadial fallen“. Auf Grund ihrer Untersuchungen könnte die obere Mittelterrasse Luxemburgs vielleicht dem älteren Teil der Saaleiszeit (Drenthe-Abschnitt) entsprechen.

5. Die Terrassengruppe IV (Untere Hauptterrasse)

Die Alterseinstufung dieser und der noch älteren Terrassen macht besondere Schwierigkeiten, weil diese im allgemeinen stromabwärts nicht gut verfolgt werden können. Im Untersuchungsgebiet treten nur zwei Stufen der Hauptterrasse deutlich hervor (vgl. Abb. 33).

Von KREMER (1954) wurde die Hauptterrassegruppe in drei Stufen gegliedert, nämlich eine untere, mittlere und obere Hauptterrasse. Morphologisch tritt dort nur die mittlere Stufe, die eigentliche Hauptterrasse, deutlich als breite Fläche hervor. Das Terrassenmaterial dieser Stufe wurde von Kremer einwandfrei als periglaziale Ablagerung erkannt. Die untere Stufe wäre nicht in einer ausgesprochenen Kaltzeit aufgeschüttet, indem für die obere Stufe eine interglaziale Aufschotterung vermutet wird.

Obwohl eine genaue Angabe vorläufig nicht möglich ist kann man vermuten, dass die Terrassengruppe IV der unteren Hauptterrasse Kremers entspricht. Die grössere Höhenlage dieser Terrasse stromabwärts von Trier ist auf unregelmässige Heraushebung des Schiefergebirges zurückzuführen. Ihre Genese ist nach Kremer nicht sicher; entweder erfolgte die Aufschüttung im Spätglazial der Hauptterrassen-Kaltzeit (Mindel-Eiszeit), oder im darauf folgenden Interglazial.

6. Die Terrassengruppe III (Obere Hauptterrasse)

Es kann vermutet werden, dass diese Gruppe der mittleren Hauptterrasse Kremers entspricht und demnach eine Aufschüttung aus der Mindeleiszeit darstellt.

7. Die Terrassengruppe II (Höhenterrasse)

Wie bei der vorhergehenden Gruppe, können im luxemburgischen Gebiet keine genaue Angaben für die Altersdeutung dieser Höhenterrasse gemacht werden. Es liegt die Vermutung nahe, dass sie der von Kremer im mittleren Moselgebiet nachgewiesenen Höhenterrasse entspricht, welche eindeutig als periglaziale Ablagerung erkannt worden ist. Dieses Terrassenmaterial stellt dann die älteste kaltzeitliche Aufschüttung dar und muss in der Günzzeit abgelagert sein.

8. Die Terrassengruppe I (Tertiäre Ablagerungen)

Obwohl die geringmächtige Schotterbestreuung an einer einzigen Stelle (Plateau Herrnberg bei Gostingen) keine sicheren Anhaltspunkte zur Alterseinstufung bietet, sind die grosse Entfernung der Mosel, ihre grosse Höhenlage und ihr ausserordentlich hoher Quarzgehalt kaum anders als Beweise für ein tertiäres Alter dieser Aufschüttung zu deuten.

Fassen wir diese Ergebnisse und Voraussetzungen zusammen, so ergibt sich das Bild der Tabelle 4, die einen Versuch der Genese der Moselterrassen in Luxemburg anschliessend an der von KREMER (1954) durchgeführten zeitlichen Einordnung der Terrassen an der mittleren Mosel darstellt.

Tabelle 4

Talgeschichte der luxemburgischen Mosel		Talgeschichte der mittleren Mosel nach Kremer (1954)	
Tertiär	Akkumulation (Gruppe I) Erosion	1 Erosion	Prä-Pleistozän
Günz	Akkumulation der Höhenterrasse (Gruppe II)	2 Akkumulation der Höhenterr.	1. Kaltzeit Günz
Günz-Mindel	Erosion	3 Erosion 3a Bildung der o. Hauptter.	Günz-Mindel Interglazial
Minde	Akkumulation der oberen Hauptterrasse (Gruppe III)	4 Akk. der m. Hauptter.	2. Kaltzeit Minde
Minde-Riss	Erosion Akk. der unteren Hauptter. (Gruppe IV)	5 Erosion 5a Akk. der u. Haupt. 5b Erosion	Minde-Riss Interglazial
Riss I (Drenthe)	Akkumulation der oberen Mittelterrasse (Gruppe V)	6 Akk. der o. Mittelter.	3. Kaltzeit Riss I
Interstadial	Erosion	7 Erosion	Interstadial?
Riss II (Warthe)	Akkumulation der unteren Mittelterrasse (Gruppe VI)	8 Akk. der u. Mittelter.	3. Kaltzeit Riss II
Riss-Würm	Erosion	9 Erosion	Riss-Würm Interglazial
Würm	Akkumulation der Niederterrasse (Gruppe VII)	10 Akk. der Niederter.	4. Kaltzeit Würm
Spätglazial und Holozän	Erosion Akkumulation im Hochflutbett	11 Erosion mit Bildung der o. Niederter. 12 Akk. im Hochflut- bett mit Tiefen- erosion	Spätglazial und Holozän

IX. TERRASSENQUER- UND LÄNGSPROFILE UND FOLGERUNGEN FÜR DIE QUARTÄRE TEKTONIK.

1. Querprofile.

Zum besseren Verständnis des Übergangs der Phase der Talbodenbildung mit anschließender Aufschüttung zu den Erosionsphasen ist es erwünscht, zunächst kurz auf einige charakteristische Querprofile und deren Merkmale einzugehen. In solchen Talquerschnitten kommen Gestalt und Aufbau des Moseltals am besten zum Ausdruck. Es wurden einige typische Stellen ausgewählt, wo die Terrassen am schönsten erhalten geblieben sind. Die Lage der Profile ist in die Übersichtskarte eingetragen (A-K), während die Abbildungen 21 bis 31 die Talquerschnitte zeigen.

Schon auf den ersten Blick fällt die wechselnde Gestalt des Moseltales auf. An mehreren Stellen ist das Tal eindeutig asymmetrisch geformt, d.h. die eine Talwand ist schroff, während die andere flach ansteigt. In den meisten Fällen ist diese asymmetrische Gestalt tektonisch bedingt. Tektonische Verschiebungen und Verbiegungen haben die mesozoischen Schichten zerstückelt und aus ihrer horizontalen Lage gebracht. Der sehr resistente Hauptmuschelkalk spielt bei dieser Erscheinung eine wichtige Rolle.

Auch wird stellenweise — besonders im Süden des Untersuchungsgebietes — eine Lage des heutigen Mosellaufs beobachtet, die asymmetrisch zu den alten Aufschüttungen ist. Die Mosel hat sich hier am westlichen Rande ihrer Ablagerungen eingeschnitten, wofür ebenfalls wahrscheinlich tektonische Ursachen vorliegen. Auch die wechselnde Breitenausdehnung der heutigen Talauflage ist tektonisch bedingt.

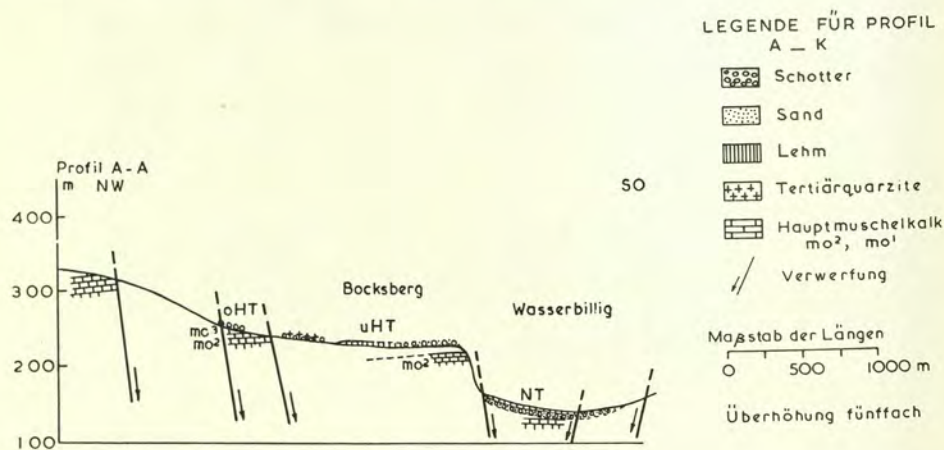


Abb. 21

Profil A-A

Dieses Profil zeigt den Talquerschnitt bei Wasserbillig, wo sich drei Terrassen unterscheiden lassen (Abb. 21). Die Niederterrasse liegt mit ihrer Oberkante in

einer Höhe von etwa 150–160 m ü.M. und wird von zwei parallelen Verwerfungen begrenzt. Die Niederterrassenaufschüttung ist etwa 8 m mächtig und ist an der Oberfläche mit zirka 2 m sandigem Auelehm bedeckt. Der heutige Mosellauf, der an dieser Stelle in einer tektonischen Senke liegt, hat sich in der Gegenwart bereits um einige Meter in dieses Material eingeschnitten und eine Niederterrasse gebildet. Die intensive Bruchtektonik kommt in der Abbildung deutlich zum Ausdruck. Dass es sich hier um ein Senkungsgebiet handelt, geht aus der grossen Mächtigkeit des Schotterkörpers hervor sowie aus dem Umstand, dass der ursprüngliche Talboden bei Wasserbillig heute rund 10 m tiefer liegt als der bei Machtum wenige Kilometer stromaufwärts. Die Senkung dieses Geländestreifens muss im jung Pleistozän erfolgt sein, d.h. sie muss etwa während der Aufschüttung der würmezeitlichen Niederterrasse stattgefunden haben.

Die zweite Terrasse auf der Abbildung 21 ist das Bocksbergniveau, das in einer Höhe von 233–240 m ü.M. ebenfalls zwischen zwei Verwerfungen liegt. Sie entspricht der unteren Hauptterrasse. Der plateauartige Charakter dieser Terrasse tritt deutlich hervor. Das Schottermaterial ist wenig mächtig. Auffallend ist das häufige Auftreten sog. Tertiärquarzitblöcke bis 30 cm Grösse. Die tiefe Lage dieser Blöcke (240 m ü.M.) könnte darauf hinweisen, dass diese Terrasse nach ihrer Ausbildung tektonisch gesenkt wäre. Das Bocksbergniveau würde dann einer älteren Stufe der Hauptterrasse entsprechen. Eine derartige tektonische Senkung ist jedoch nicht wahrscheinlich, da der Quarzgehalt dieser Stufe auf die untere Hauptterrasse hinweist. Anzunehmen ist, dass die Tertiärquarzitblöcke sich auf sekundärer Lagerstätte befinden.

Ohne deutlichen Steilrand von dieser Terrasse getrennt findet sich weiter westlich ein Rest, der wahrscheinlich der oberen Hauptterrasse angehört.

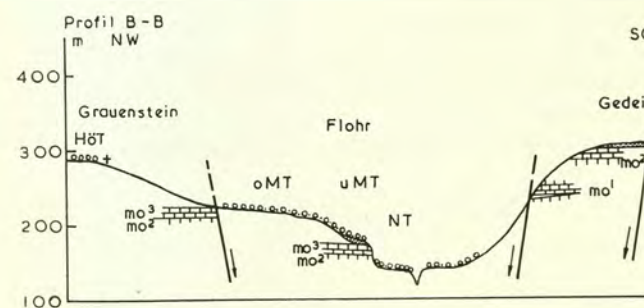


Abb. 22

Profil B-B

Die asymmetrische Gestalt des Moseltales in der Nähe von Grevenmacher kommt in diesem Profil zum Ausdruck, Abb. 22. Das östliche deutsche Ufer ist steilwändig, das luxemburgische Ufer weist einen flachen Talhang auf. Beim Grauenstein sind auf etwa 290 m spärliche Überreste der Höhenterrasse erhalten, während zur Mosel hin jenseits der Verwerfung die obere und untere Mittelterrasse in einer Höhe von 190–215 m bzw. 165–180 m schön ausgeprägt sind. In der unteren Mittelterrasse lässt sich nur auf Flohr eine 4–5 m mächtige Sand- und Kiesaufschüttung feststellen. Aus der Abbildung ersieht man, dass die Mittelterrassen und der heutige Mosellauf in einer tektonischen Senke liegen. Die asymmetrische Gestalt des Tales ist auf die in verschiedener Höhenlage zutage tretenden resistenten

ten Kalksteinschichten zurückzuführen, sie ist demnach tektonisch bedingt. Die Breitenerosion erfolgte während der Mittelterrassenzeit auf den wenig resistenten Keupermergeln der luxemburgischen Talseite leichter als auf dem deutschen Ufer, wo östlich der Verwerfung der resistente Hauptmuschelkalk bis 300 m emporragt. Eine tektonische Senkung dieser Mittelterrassen in jüngster Zeit (d.h. seit der Risseiszeit) ist eine durch keine Tatsache gestützte Annahme. Höhenlage und schotterpetrologische Zusammensetzung entsprechen nämlich den Mittelterrassen an anderen Stellen im Untersuchungsgebiet.

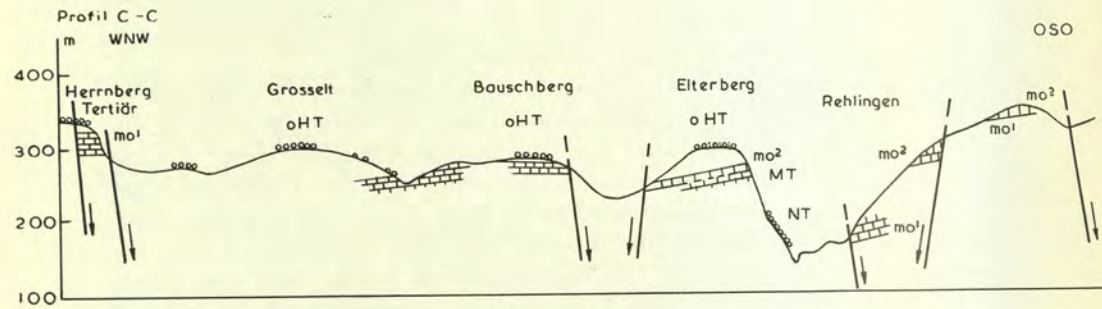


Abb. 23

Profil C-C

In diesem Profil, das von Gostingen nach Rehlingen zieht, fällt der Unterschied zwischen Hochtal und Steital auf, Abb. 23. Die grosse Breitenausdehnung der oberen Hauptterrasse kommt in diesem Profil deutlich zum Ausdruck. Sie stellt eine typische Hochtal- oder Plateauterrasse dar, im Keupermergel ausgebildet und vom Hauptmuschelkalk unterlagert. Zur Mosel hin fällt diese Terrasse steil ab zum Eng- oder Steital. Die Mittelterrassen sind dort nicht oder nur als Hangterrasse ausgebildet. Bei Gostingen im Westen ragt an einer Verwerfung eine Steilwand des Muschelkalkes senkrecht empor. Auf dem Herrenberg ist ein wahrscheinlich tertiärer Schotterrest erhalten. Der Graben von Niederdonven tritt als morphologische Senke zwischen Bauschberg und Elterberg im Querschnitt hervor.

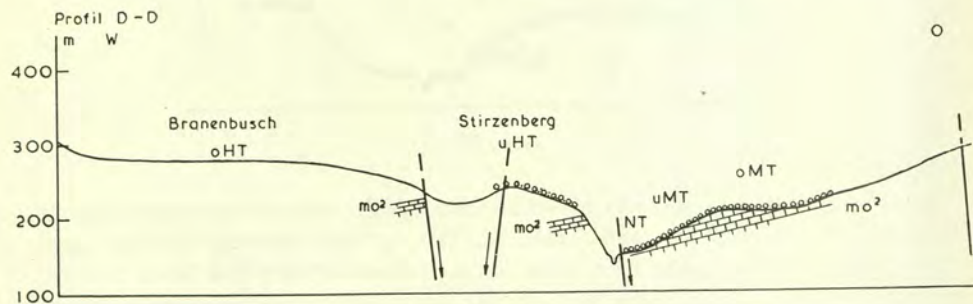


Abb. 24

Profil D-D

Profil D-D zeigt das Moseltal nördlich von Greiveldange, Abb. 24. Durch die Breitenausdehnung der Niederterrasse und Mittelterrassen auf dem deutschen Talhang verliert sich der schluchtartige Charakter des Engtals, wie es sich im Profil C-C bemerkbar machte. Die Gestalt des Tales gleicht der bei Grevenmacher

(Profil B-B), wo ebenfalls die Mittelterrassen, hier jedoch auf der luxemburgischen Seite, breit entwickelt sind. Das Stirzenbergniveau, das die untere Stufe der Hauptterrasse darstellt, liegt in einer Höhe von 233 m ü.M., neigt allmählich zur Mosel bis etwa 210 m und fällt dann steil zum Fluss ab. Weiter westlich findet sich der Plateaurücken Branenbusch auf etwa 275–282 m ü.M. Dieses Niveau entspricht seiner Höhenlage nach der oberen Stufe der Hauptterrasse. Fluviale Aufschüttungen konnten dort nicht festgestellt werden. Der Graben zwischen Machtum und Mondorf lässt sich als morphologische Senke deutlich im Querschnitt erkennen.

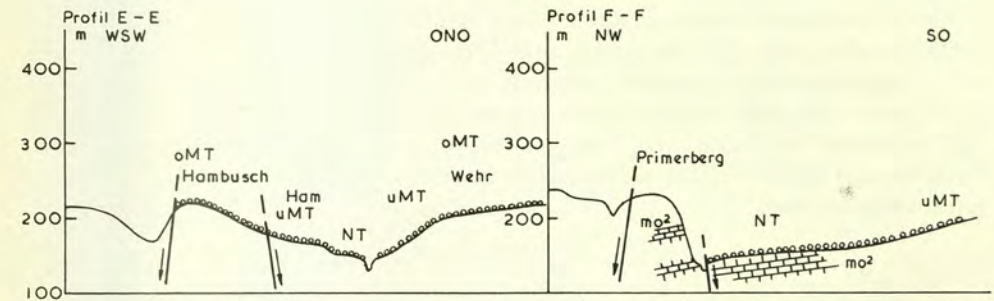


Abb. 25

Abb. 26

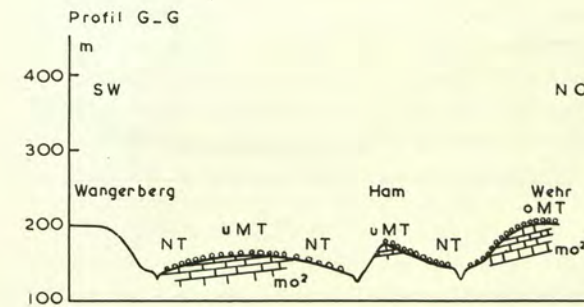


Abb. 27

Profile E-E, F-F und G-G

Diese drei Querschnitte zeigen Gestalt und Aufbau des Moseltales bei dem Mäander von Greiveldange, Abb. 25, 26 und 27. Profil E-E zeigt die obere und untere Mittelterrasse und die Niederterrasse, die im allgemeinen ohne scharfe Abgrenzung ineinander übergreifen. Stellenweise wird aber zwischen Niederterrasse und unterer Mittelterrasse ein wenig ausgeprägter Gehängeknick angetroffen. Die obere Mittelterrasse von Hombusch wird von zwei Verwerfungen begrenzt und bildet einen Horst. Für eine tektonische Verstellung in jüngster Zeit können keine Beweise herangeführt werden. Profil F-F zeigt das Bild eines Prall- und Gleithangs bei dem Abgleitungsmäander von Palzem. Im Profil G-G wird die Mosel dreimal geschnitten; Prall- und Gleithänge gehen hier deutlich hervor.

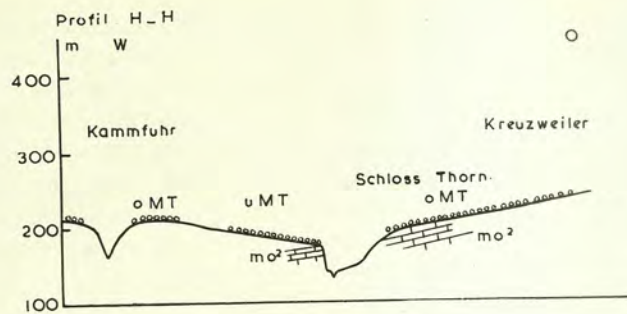


Abb. 28

Profil H-H

Dieser Querschnitt halbwegs Remich und Stadtbredimus zeigt die beiden Mittelterrassenstufen, Abb. 28. Die untere und obere Stufe sind im allgemeinen nicht scharf gegeneinander abgegrenzt, sondern greifen ineinander über. Nur stellenweise heben sich beide Stufen schwach gegen einander ab. Die untere Mittelterrasse fällt mit einer Steilwand zum heutigen Flussbett ab (Hauptmuschelkalk) und dokumentiert damit eine starke Erosionsperiode nach der Aufschotterung der unteren Mittelterrasse.

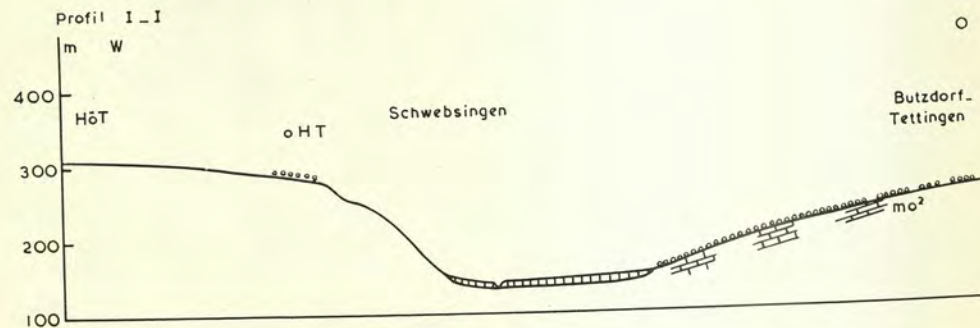


Abb. 29

Profil I-I

Dieser Querschnitt ist charakteristisch für das Moseltal im Bereich der Mulde von Wintrange, Abb. 29. Auf den ersten Blick fällt besonders die grosse Breitenausdehnung (1,5 km) des Tales auf. Die Talform ist typisch asymmetrisch, d.h. der luxemburgische Talhang ist trotz seines Aufbaus aus wenig resistenten Keupermergeln verhältnismässig steilwändig, der deutsche Talhang steigt nur allmählich an, obwohl er aus Hauptmuschelkalk besteht. Während auf der luxemburgischen Seite Terrassen nahezu oder ganz fehlen und nur auf dem Plateau Auf Plohen ein dünner Schotterrest angetroffen wird, ist der deutsche Talhang mit einem ausgedehnten Schotterkörper bedeckt. Hier fehlen jedoch horizontale Terrassenflächen. Der Hauptmuschelkalk neigt nach W oder SW, d.h. zur Mosel hin. Anzunehmen ist, dass die Mosel während der Aufhebung des Hunsrücks an diesem nach W geneigten Hauptmuschelkalk abgeglitten ist. In den Keupermergeln können sich zwar leicht Terrassen ausgebildet haben, aber während der nachfolgenden Tiefenerosion, wobei in diesem Fall die Mosel über den Hauptmuschelkalk abgeglitten ist, sind diese in Perioden mit kräftiger an der Ein-

schncheidung anschliessender Breitenerosion wieder völlig zerstört worden. Die Annahme einer Abgleitung der Mosel nach Westen stützt sich auf die Tatsache einer stärkeren Heraushebung des Hunsrücks gegenüber dem Gutland. Ferner fällt auch die asymmetrische Lage der heutigen Mosel zu ihren alten Ablagerungen auf. Auf dem linken Talhang fehlen Schotterablagerungen nahezu ganz, während sie auf dem rechten Talhang bis in grosse Höhe gefunden werden.

In einer Höhe von etwa 250 m weist der linke Talhang eine kleine Verflachung auf, auf der jedoch keine Schotter liegen. Es könnte hier ein schotterfreier Rest der unteren Hauptterrasse vorliegen. Ein Rest der oberen Hauptterrasse findet sich in einer Höhe von etwa 280 m. Nach Westen steigt das schotterfreie Liasplateau, das morphologisch der Höhenterrasse entspricht bis 311 m ü.M. an.

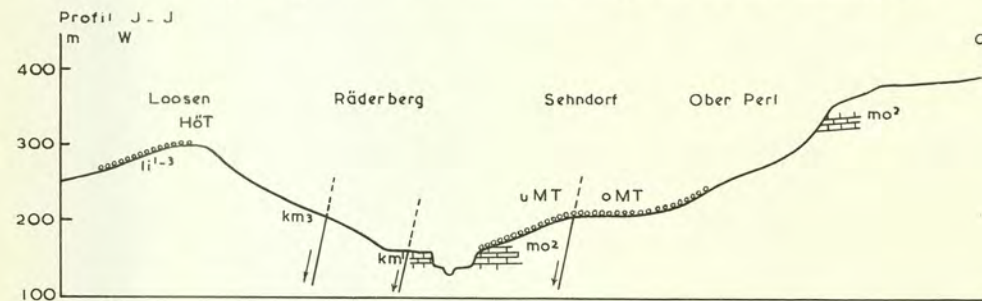


Abb. 30

Profil J-J

In diesem Querschnitt wird die Gestalt des Moseltals in der Nähe von Schengen dargestellt, Abb. 30. Infolge des Aufbaus der luxemburgischen Talwand, die aus Lias- und Keupermergeln besteht, die der Erosion und Denudation wenig Resistenz entgegen bringen, und andererseits infolge der grossen Breitenentwicklung der Mittelterrassen am rechten Talhang, erstreckt sich der Talquerschnitt hier über mehrere Kilometer. Nur unten am Fluss ist das Tal schluchtartig entwickelt, weil dort die Mosel sich im Hauptmuschelkalk eingeschnitten hat. Das flache Plateau des Raederbergs könnte der unteren Mittelterrasse entsprechen; es fehlen jedoch Gerölle so dass es sich wahrscheinlich um eine Erosionsterrasse handelt. Der westliche Talhang steigt allmählich an bis auf Loosen in etwa 300 m ü.M. das Liasplateau erreicht wird. Die hierauf befindlichen Schotter kennzeichnen dieses Niveau als einen Rest der Höhenterrasse. Es liegen keine Anzeichen vor, dass im Quartär tektonische Verschiebungen erfolgt sind.

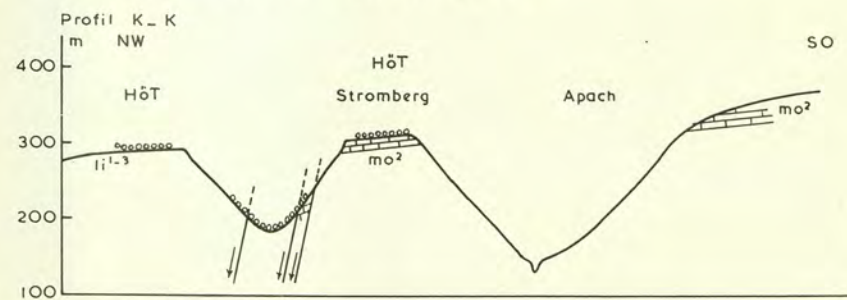


Abb. 31

Profil K-K

Dieses Profil zeigt die morphologische Gestalt des Moseltales und der Trocken-

talung beim Stromberg im äussersten Süden des Untersuchungsgebietes, Abb. 31. Die Mosel hat sich ihr Tal hier in den Mergeln der Muschelkalkformation ausgeräumt und schneidet sich heute bereits in den Voltziensandstein ein. Das Tal zeigt symmetrische Formen; Terrassen sind nicht ausgebildet worden oder jedenfalls nicht mehr vorhanden. Nur oben auf dem Stromberg, der mit einer Kappe von Hauptmuschelkalk abgedeckt ist, sind Reste der Höhenterrasse auf 300–310 m ü.M. erhalten. Tektonische Verschiebungen haben den Hauptmuschelkalk westlich des Berges tief gesenkt und Bildung der dortigen Trockentalung veranlasst. Die Hohlform verdankt ihre heutige Gestalt allerdings nicht ausschliesslich tektonischen Senkungen. Die Anwesenheit einer zwar wenig mächtigen Schotterbestreuung auf dem Boden dieser Talung ist ein Beweis dafür, dass die Mosel gelegentlich bei Hochwässer dieses Tal benutzte und an seiner Ausbildung beteiligt gewesen ist (siehe Seite 68).

2. Schematisches Talquerprofil.

Die aus den Einzelprofilen gewonnenen Ergebnisse können zu einem schematischen Talquerprofil zusammengefasst werden, an dem sich die verschiedenen Phasen der Talentwicklung im Quartär demonstrieren lassen (Abb. 32).

Die Terrassen stellen aufgeschüttete alte Talböden dar, die zeitlich durch Perioden starker Tiefenerosion getrennt sind. Es lässt sich folgender Wechsel zwischen diesen verschiedenen Perioden feststellen.

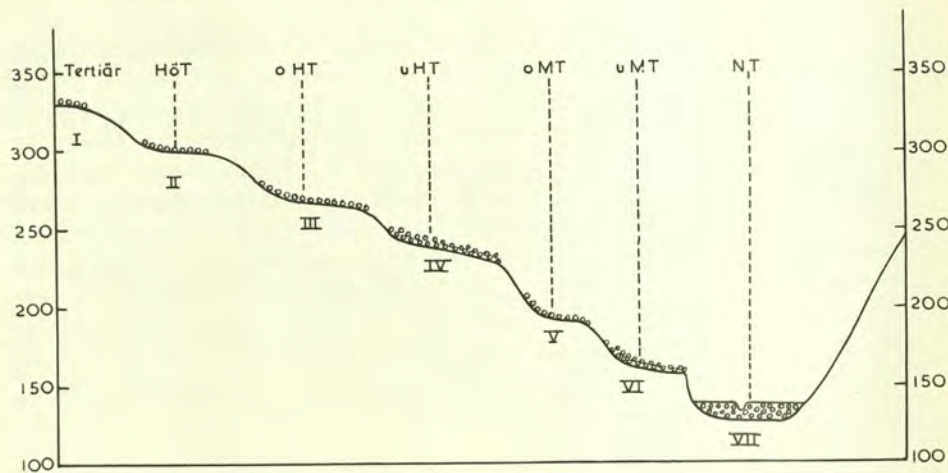


Abb. 32 — Schematische Darstellung der Terrassenfolge im luxemburgischen Moseltal in der Gegend von Grevenmacher und von Wasserbillig. Längen nicht massstäblich. NT = Niederterrasse, MT = Mittelterrasse, HT = Hauptterrasse, HöT = Höhenterrasse.

Eine älteste, wahrscheinlich jungtertiäre Periode, in der Talbodenbildung mit Akkumulation in etwa 330 m erfolgt sein muss. Zuverlässige Daten zur Talgeschichte in diesem Zeitabschnitt liegen nicht vor.

Noch während des Tertiärs erfolgt eine Tiefenerosion bis etwa 300 m ü.M. Die Eintiefung hat vielleicht maximal 30 m betragen, es wäre jedoch möglich, dass sich das Plateau Herrnberg, auf dem die ältesten pliozänen Schotter lagern, in

jüngster Zeit gehoben hat. In diesem Fall muss der Betrag der Eintiefung um den Hebungsbetrag vermindert werden.

Nach dieser Eintiefung erfolgte eine Periode, in der durch Breitenerosion ein ausserordentlich breiter Talboden geschaffen wurde. Dieser Talboden wurde aufgeschüttet mit den Höhenterrassen-Ablagerungen, deren Mächtigkeit sich heute nirgends mehr beobachten lässt. Die grosse Breitenausdehnung dieses aufgeschotterten Talbodens kann durch die Annahme eines verwilderten Flusssystemes erklärt werden.

Während der nachfolgenden Tiefenerosion um etwa 30 m wurden Talboden und Höhenterrassen-Schotter zur ältesten pleistozänen Terrasse (Günz-Kaltzeit) herausgearbeitet.

Erneute Eintiefung bis auf etwa 260–280 m ü.M. Durch kräftige Breitenerosion entstand auf diesem Niveau ein breiter Talboden. Ablagerung des oberen Hauptterrassen-Schotterkörpers in unbekannter Mächtigkeit.

Während einer neuen Erosionsperiode wurde Talboden und bedeckende Schotterablagerung morphologisch als obere Hauptterrasse herausgearbeitet.

In etwa 30–35 m Stillstand der Tiefenerosion und Ausbildung des ebenfalls breiten Talbodens der unteren Hauptterrasse auf etwa 230–255 m ü.M. Nachfolgende oder gleichzeitige Ablagerung eines Schotterkörpers in unbekannter Mächtigkeit.

Erneute, jetzt starke Tiefenerosion bis etwa 40 m, dadurch Herausarbeitung der unteren Hauptterrasse als morphologische Form, womit die Bildungen der Plateauterrassen zu Ende kam.

Die Tiefenerosion erfolgte bis auf 190–210 m, in welchem Niveau ein neuer Talboden mit Schotterablagerungen der oberen Mittelterrasse herausgearbeitet wurde. Nur dort, wo der Talboden in den Keupermergeln ausgebildet wurde, liegen noch breite Schotterflächen vor. Im Bereich des Hauptmuschelkalks war die Breitenerosion nicht imstande, einen breiten Talboden zu schaffen und blieb die Gestalt des Engtals erhalten. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist variabel und beträgt maximal 2–3 m (Wormeldange).

Erneutes Wiedereinschneiden bis etwa 25 m, womit die obere Mittelterrasse als morphologische Form herausgearbeitet wurde. Stillstand der Tiefenerosion auf zirka 165 m und Bildung eines neuen Talbodens durch Seitenerosion. Ablagerung der unteren Mittelterrassen-Absätze bis eine Mächtigkeit von etwa 5–6 m (Grevenmacher).

Herausarbeitung der unteren Mittelterrasse durch Tiefenerosion bis 25–30 m und Schaffung des jüngst pleistozänen Talbodens und des würmezeitlichen Schotterkörpers. Nur im Senkungsgebiet bei Wasserbillig zeigt sich die Gesamtmächtigkeit von 8–10 m dieser Aufschüttung.

Durch erneutes Einschneiden in der Gegenwart Schaffung der Niederterrasse als morphologische Form. In der Jetztzeit erfolgt die Ablagerung der alluvialen Bildungen, besonders in den breiten Talauen bei Grevenmacher und Remich-Remerschen und an der Innenseite der Sporne. Die Niederterrassen-Ablagerungen werden bei Hochwässer mit rezentem Auelehm bedeckt (Wasserbillig-Mertert).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass am luxemburgischen Moseltalhang mindestens sechs Perioden von Talbodenbildung mit Akkumulation zu erkennen sind, die durch Phasen von vorwiegender Tiefenerosion voneinander abgegrenzt werden. Die Einordnung des Schotterkörpers bei Gostingen, der sehr hoch und weit von

dem heutigen Mosellauf entfernt liegt, bleibt einigermaßen unsicher, wurde aber vorläufig als älteste, d.h. pliozäne Moselablagerung bezeichnet.

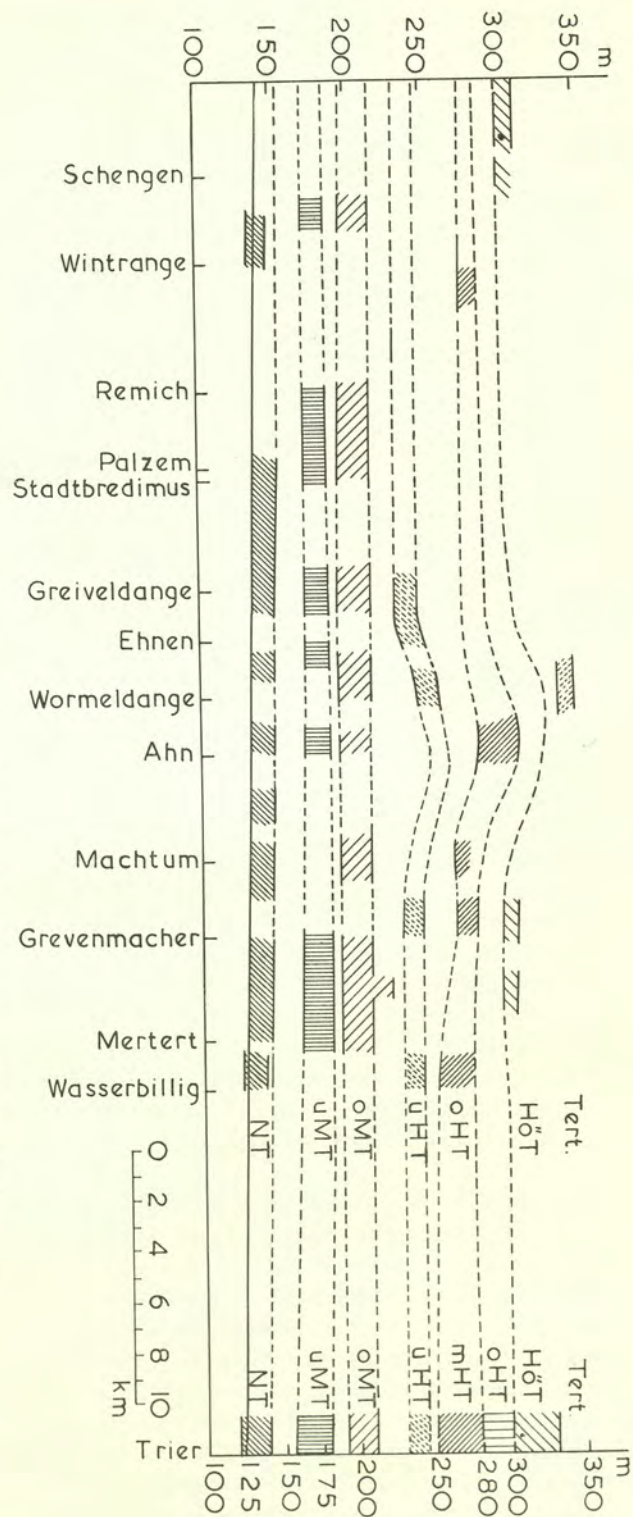
Terrasse	Gruppe	absolute Höhe	relative Höhe
Pliozän	I	330—340 m	195—205 m
Höhenterrasse	II	300—320 m	165—185 m
Obere Hauptterrasse	III	260—280 m	135—155 m
Untere Hauptterrasse	IV	230—255 m	95—120 m
Obere Mittelterrasse	V	190—210 m	55—75 m
Untere Mittelterrasse	VI	165—180 m	30—45 m
Niederterrasse	VII	140—155 m	5—20 m

3. Terrassenlängsprofile.

Die aus den Querprofilen gewonnenen Ergebnisse können zu Längsprofilen zusammengestellt werden, womit man einen Überblick über die gesamte untersuchte Talstrecke erhält, siehe Abbildung 33. Um Missverständnissen vorzubeugen sei darauf aufmerksam gemacht, dass von jeder Terrasse die Unterkante und das Niveau ihrer höchstgelegenen Aufschüttung eingetragen wurden; liegt eine dünne Schotterbestreuung vor, so wurde im allgemeinen das niedrigste und das höchste Niveau der Aufschotterung verzeichnet. Die Schraffierung der Einzelterrassen stellt somit nicht die Mächtigkeit des Schotterkörpers dar, sondern den Höhenunterschied zwischen den höchsten und niedrigsten Fundstellen. Wie bereits erwähnt, kann die Basis einer Terrasse an verschiedenen Stellen beträchtliche Höhenunterschiede aufweisen, während auch die Terrassenoberfläche sehr oft durch später einsetzende Denudation nicht mehr in ihrer ursprünglichen Höhe erhalten ist. Im Untersuchungsgebiet wurde besonders letzteres festgestellt. Zum Vergleich wurde auch das Gefälle der Mosel für Niederwasser eingezeichnet. Beträchtliche Abweichungen der verzeichneten Terrassengefälle von der heutigen regelmässigen Gefällslinie haben eine grosse Bedeutung für die Morphogenese des Gebietes. Die kleineren Differenzen sind entweder durch Beobachtungsfehler oder durch primäre Ursachen entstanden. Zur Parallelisierung wurde die von KREMER (1954) bei Trier beobachtete Terrassenfolge in der Abbildung aufgenommen.

Wie aus der Abbildung hervorgeht, ist die altpleistozäne Höhenterrasse nur noch in wenigen Resten erhalten, obwohl das ihr zugehörige 300 m Niveau an vielen Stellen vertreten ist. Über die etwa 40 km lange Flussstrecke weisen ihre Ablagerungen kein Gefälle auf, sondern zeigen eine konstante Höhenlage von etwa 300—310 m. Sie lassen sich sogar stromabwärts verknüpfen mit der von Kremer bei Trier unterschiedenen Höhenterrasse, die sich in konstant bleibender Höhenlage von etwa 305—320 m bis Bullay verfolgen lässt. Von Kremer wurden an der Mittelmosel auf dieser Terrasse bis 20 m mächtige Schotterablagerungen festgestellt, so dass dem Fluss zu jener Zeit ein gewisses Gefälle zugewiesen werden muss. Als Erklärung der heutigen konstanten Höhenlage bleibt nur eine spätere, unregelmässige tektonische Heraushebung des Schiefergebirges, die ihr Maximum an der Untermosel, oberhalb des Maifeldes, erreichte (KREMER, 1954). Diese tektonische Heraushebung macht sich demnach bis in Luxemburg bemerkbar.

Abb. 33 — Terrassenlängsprofile im Moseltal zwischen Schengen und Wasserbillig. Rechts die von KREMER (1954) bei Trier festgestellte Terrassenfolge.



Auch die Hauptterrassen sind nur noch in wenigen Resten erhalten geblieben. Die obere Hauptterrasse, deren Schotterkörper im allgemeinen in einer Höhe von 260–280 m liegt, zeigt in der Nähe von Ahn eine abweichende Höhenlage. Die Schotterablagerungen finden sich dort in einer Höhe von etwa 280–300 m, was nur aus einer örtlichen Terrassenverbiegung erklärlich ist. Die obere Hauptterrasse ist um etwa 20 m aufgewölbt. Die Hebungsachse liegt im Bereich des Mittelmoselsattels. Diese Aufwölbung, die auch geologisch und morphologisch deutlich erkennbar ist (siehe Seite 62) muss also nach der Ablagerung der oberen Hauptterrassen-Schotter erfolgt sein, d.h. sie könnte noch während der Mindeleiszeit eingesetzt haben, wäre jedoch beim Anfang der Riss-Kaltzeit abgeschlossen. Die ältere Höhenterrasse muss an dieser Stelle wenigstens um denselben Betrag aufgewölbt sein; es fehlen hier leider Reste dieser Terrasse, so dass keine Angaben gemacht werden können.

Es kann vermutet werden, dass die Aufwölbung noch nach der Ausbildung der unteren Hauptterrasse wirksam war. Die untere Hauptterrasse bei Wormeldange zeigt nämlich eine etwas abweichende Höhenlage. Leider sind zu wenig Reste dieser Terrasse erhalten geblieben, um diese Vermutung zu bestätigen. Stromaufwärts sind die Hauptterrassen nicht oder vielleicht nur an einer Stelle nachweisbar, so dass die verzeichneten Längsprofile nicht auf direkten Wahrnehmungen beruhen. Über ihr Gefälle können somit keine Angaben gemacht werden.

Im Gegensatz zu den älteren Terrassen sind die Mittelterrassen an mehreren Stellen gut erhalten, da sie vom resistenten Hauptmuschelkalk unterlagert sind. Die Terrassenunterkante der unteren Stufe lässt sich ziemlich genau bestimmen. Die Aufschüttungshöhe der oberen Mittelterrasse liegt an der luxemburgischen Mosel entlang bei etwa 210–215 m. Von KREMER (1954) wird bei Trier für das höchstgelegene Niveau der Aufschüttung dieser Terrasse 210 m erwähnt. Nur bei Grevenmacher weist sie örtlich eine Unregelmässigkeit auf. Hier finden sich nämlich Schotterreste bis in eine Höhe von etwa 225 m, was eine primäre Ursache haben kann. Auch bei rezent aufschotternden Flüssen liegt die Aufschüttungshöhe nicht immer in einer ebenen Fläche. Die Terrassenunterkante liegt im allgemeinen bei 190–195 m. Aus dem Längsprofil geht hervor, dass diese Terrasse von Schengen bis Mertert (35 km) ein gewisses Gefälle besitzt, das etwa dem der heutigen Mosel entspricht ($0,340/00$).

Leider liegen auf der deutschen Talseite keine genauen Höhenangaben vor; nimmt man jedoch auf dem Krekelberg bei Sehndorf für diese Terrasse eine Höhenlage an von etwa 195–220 m, so tritt das Gefälle deutlich hervor. Besondere Tendenzen zu Absenkungen oder Aufwölbungen sind nicht aus dem Längsprofil herauszulesen, wobei jedoch betont werden muss, dass sowohl die Basis der Terrasse als ihre ursprüngliche Aufschüttungshöhe nicht einwandfrei anzugeben sind.

Die untere Mittelterrasse weist ebenfalls keine besonderen Abweichungen in ihrer Gefällslinie auf. Die Unterkante dieser Terrasse liegt im Süden des Gebietes ungefähr bei 170 m, senkt sich stromabwärts bis auf 160 m bei Mertert. Die Oberkante der Aufschüttung ist im allgemeinen bei 180–185 m zu beobachten, ist aber nicht immer mit Genauigkeit anzugeben, weil eine genaue Abgrenzung gegen die obere Mittelterrasse oft unmöglich ist.

Die Niederterrasse liegt mit ihrer Oberkante in ungefähr 150–155 m Höhe. Ihre Unterkante findet sich etwa im Bereich des Niederwassers (135 m), weist jedoch an mehreren Stellen beträchtliche Höhenunterschiede auf. Im Graben von Wasserbillig ist die Basis ungefähr bis auf 125 m abgesunken, d.h. eine Senkung

um etwa 8–10 m. Wenn man aus morphologischen Gründen annimmt, dass innerhalb des Grabens an der westlichen Verwerfung entlang, ein schmaler Streifen der unteren Mittelterrasse erhalten wäre, so lässt sich daraus die tektonische Senkung ableiten. Die Aufschüttungen reichen dort am Steilrand hinauf bis etwa 170 m. Aus dieser Höhenlage könnte man schliessen, dass das Niveau der höchsten Aufschüttung der unteren Mittelterrasse ebenfalls um etwa 10 m niedriger liegt als normal. Vielleicht haben sich hier im Graben gar keine Mittelterrassen gebildet und handelt es sich um Gehängeschutt und Denudationsmaterial vom Bocksberg. (Eine obere Mittelterrasse lässt sich überhaupt nicht nachweisen). Da Aufschlüsse fehlen können hierüber noch keine genaueren Angaben gemacht werden.

Zu Wasserversorgungszwecken durchgeführte Bohrungen haben gelehrt, dass unterhalb Schengen, wo die Mosel unvermittelt in die breite Talauwe tritt, die Talsohle mit einer 8 m mächtigen Schotter- und Lehmschicht aufgefüllt ist, die auf Pseudomorphosenkeuper ruht. Direkt vor dieser Ortschaft überquert die Mosel die Taunusquarzitfelsbarre. Im Talhang ist am roten Gipsmergel eine muldenartige Verbiegung zu beobachten. Da in dieser Talstrecke auf der luxemburgischen Seite die Mittelterrassen vollständig fehlen, ist es nicht möglich festzustellen, ob diese Verbiegung noch in der jüngsten Kaltzeit nachgewirkt hat.

Die heutige verhältnismässig tiefe Lage der Talsohle wäre ebenfalls durch Annahme einer tektonischen Verschiebung zu erklären (Verwerfung Schengen–Sehndorf).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Höhenterrasse, – in einigen wenigen Resten erhalten – sich in konstant bleibendem Niveau an der Mosel entlang verfolgen und mit der an der mittleren Mosel ebenfalls kein Gefälle aufweisenden Höhenterrasse verknüpfen lässt. Diese konstante Höhenlage kann nur durch unregelmässige Hebung des Gebietes erklärt werden. Das Maximum der Hebungintensität an der Mittelmosel lag nach KREMER (1954) im Raum Kochem. Der Umstand, dass auch an der französisch-luxemburgischen Grenze die Höhenterrasse noch in 300–305 m ü.M. gefunden wird, beweist, dass die Heraushebung, grossräumig gesehen, nicht gleichmässig erfolgt ist. Das Einsetzen dieser unregelmässigen Hebungen ist in die Mindel-Kaltzeit (Hauptterrassenzeit) zu verlegen wie auch von Kremer angenommen wird.

Die obere und wahrscheinlich auch noch die untere Hauptterrasse weisen bei Ahn im Bereich des Mittelmoselsattels eine Aufwölbung auf. Die Verbiegung der oberen Terrasse ist ebenfalls noch in der Mindelzeit erfolgt, setzte sich wahrscheinlich abgeschwächt in der Mindel-Riss-Interglazialzeit fort, um beim Anfang der Risskaltzeit auszusetzen.

Aus den regelmässigen Gefällslinien der Mittelterrassen ist zu ersehen, dass die Heraushebung sich seit der Riss-Kaltzeit gleichmässiger vollzogen hat.

Neben diesen grossräumigen Hebungen sind an der luxemburgischen Mosel besonders die Verwerfungen zu berücksichtigen. Die alten Schwächezonen der Erdkruste setzen sich oft bis in die geologische Gegenwart fort. Ein deutliches Beispiel dafür bietet die in ihrer Anlage tektonisch bedingte Talung westlich des Strombergs bei Schengen. Aus morphologischen Gründen ist nicht anzunehmen, dass diese Hohlform bereits im Altpleistozän als morphologische Senke vorhanden war. Während der Höhenterrassenzeit hat sie jedenfalls noch nicht existiert, sonst hätte die Mosel zu jener Zeit diese Talung benutzt, und wäre nicht dem Umweg

östlich des Berges gefolgt. Die tektonischen Senkungen können somit erst nach der Günz-Kaltzeit eingesetzt haben (Profil K-K, Abb. 31), erreichten vielleicht während der Hauptterrassenzeit ihre grösste Intensität und setzten in der Mittelterrassenzeit aus. An ihrer heutigen Gestalt haben sich spätere Ausräumungen beteiligt.

Über tektonische Verschiebungen beim Raederberg (Profil J-J, Abb. 30) im Pleistozän können keine Angaben gemacht werden, weil dort Terrassenablagerungen fehlen.

Die 8 m mächtigen Schotterablagerungen in der Talweitung zwischen Remerschen und Remich sind entweder durch eine würmeiszeitliche Senkung oder durch Verbiegung zu erklären. Wo in dieser Talstrecke keine Terrassen vorliegen, sind beide Erklärungen gleich wahrscheinlich.

Aus den Analysen des auf dem Mändersporn Ham (Greiveldange) gesammelten Schottermaterials kann nicht ohne weiteres eine tektonische seit der Riss-Kaltzeit erfolgte Senkung des Niveaus Ham gegenüber dem Niveau Hambusch angenommen werden (Profil E-E, Abb. 25). D.h. die Terrasse Ham stellt keine abgesunkene obere Mittelterrasse dar, sondern gehört der unteren Stufe dieser Mittelterrassen an.

Die östliche Verwerfung des Grabens von Mondorf-Machtum quert die untere Hauptterrasse bei Ehnen und Wormeldange. Beiderseits dieser Verwerfungslinie liegen die Schotter in gleichem Niveau; morphologisch ist die Verwerfung nicht als Geländeknick zu erkennen. Seit der Hauptterrassenzeit hat sich innerhalb des Grabens der Raum vom Stirzenberg, Burg und Keckelberg nicht mehr gesenkt. Die dortigen tektonischen Verschiebungen haben somit ein prämindeleiszeitliches Alter.

Der Graben zwischen Machtum und dem Keckelberg bei Wormeldange zeigt eine Hohlform, die wahrscheinlich während der unteren Hauptterrassenzeit noch nicht bestand, da sonst die Mosel sie vom Keckelberg an benutzt hätte (Profil C-C, Abb. 23). Demzufolge muss angenommen werden, dass der Grabenteil zwischen diesen beiden Ortschaften sich seit der Riss-Kaltzeit kräftig gesenkt hat.

Stromabwärts von Machtum liegt das Moseltal in einem Graben (Profil B-B, Abb. 22). Erst bei Wasserbillig lässt sich an der Niederterrasse eine würmeiszeitliche Senkung von mehreren Metern feststellen (Abb. 21).

In der Nähe von Grevenmacher liegen keine Anzeichen vor, dass die Verwerfungen im Pleistozän tätig gewesen sind.

X. DIE JUNGTERTIÄREN LEHME DER HOCHFLÄCHEN.

An einigen Stellen im Untersuchungsgebiet finden sich lehmige Bildungen, die deutlich verschieden sind sowohl von den Verwitterungsprodukten der Keuper- und Liasmergel als von den Flusslehmen, die in den jüngeren geologischen Zeitabschnitten durch die Mosel abgelagert worden sind. Im allgemeinen kommen diese Lehme in wechselnder Verbreitung und Mächtigkeit als isolierte Reste auf den höchsten Teilen des Landes vor; sie wurden demnach auf der geologischen Karte als „Lehme der Hochflächen“ (d^{22}) eingetragen. Nach Lucius (1948) kann diesen Lehmen ein jungtertiäres Alter zugewiesen werden. Im Rahmen dieser Arbeit erbot sich die Gelegenheit, diese Bildungen einer Untersuchung zu unterwerfen.



Abb. 34 — Die Verbreitung der sog. jungtertiären „Lehme der Hochflächen“ (d^{22}) im luxemburgischen Moselgebiet.

1. Verbreitung und Vorkommen

Die Fundstellen sind auf der Abbildung 34 verzeichnet (sich auch geologische Karte).

In der Nähe des Weilers Kapenacker, nördlich von Gostingen, haben diese Lehme ihre grösste Verbreitung; sie bedecken dort eine Oberfläche von etwa 4 km². Schon die Namen Spittelbusch, Grossebusch und Kreuzbusch deuten auf eine starke Bewaldung hin; das ganze Lehmvorkommen ist denn auch mit üppigen Buchen-, Eichen- und Tannenwäldern bewachsen, so dass es nicht auffällt. In einigen guten Aufschlüssen (an Wegeinschnitten) jedoch lässt sich das Material sehr deutlich beobachten. Nördlich von Kapenacker bildet der Lehm in etwa 300–350 m Höhe eine nahezu zusammenhängende, etwa 3 km² grosse Deckenschicht, die von Pseudomorphosenkeupermergeln unterlagert wird. Nach Süden lässt sich der Lehm in 300 m Höhe über dem Rücken der Wasserscheide zwischen Donverbach und Garbach bis Gostingerbusch verfolgen.

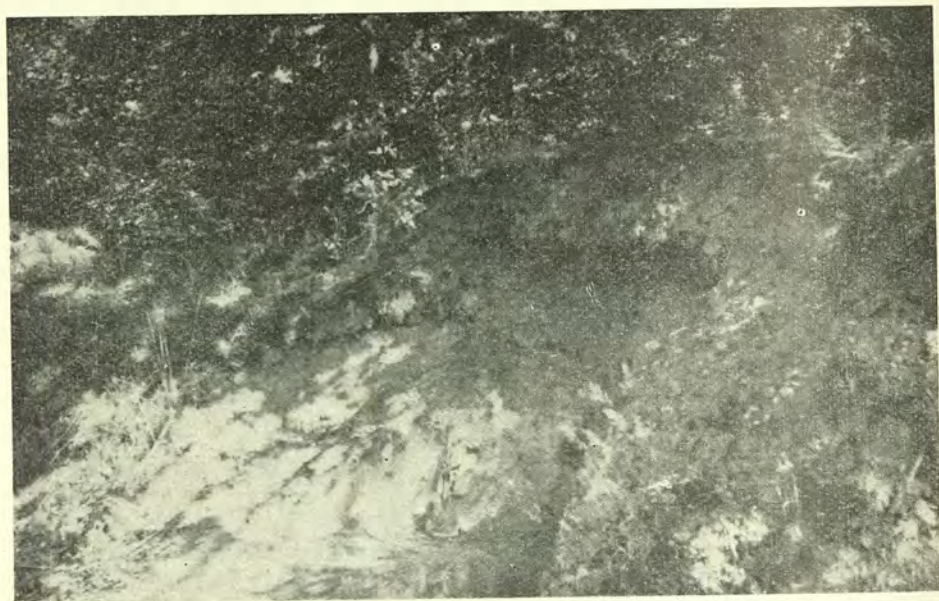


Abb. 35 — Aufschluss in den sog. jungtertiären „Lehmen der Hochflächen“ (d¹²) am Wegeinschnitt Flaxweiler-Wormeldange im Wald Grossebusch.

Am schönsten ist der Lehm aufgeschlossen am Wegeinschnitt Flaxweiler-Wormeldange und zwar am Waldrande von Grossebusch, wo er in zirka 2 m mächtigem Profil zutage tritt, Abb. 35. Kleine, jedoch gute Aufschlüsse finden sich am linken Ufer des Hungerbachs an der Strasse von Gostingen nach Oberdonven, sowie am Strasseneinschnitt auf dem rechten Ufer des Albachs, und in den Pfadeinschnitten auf Ludert und Gosselt. Die Mächtigkeit der Lehmschicht ist starkem Wechsel unterworfen. So findet man im Grossebusch stellenweise eine über 2 m mächtige Schicht, während in geringer Entfernung der Keupermergel (Km¹) nahezu an der Oberfläche liegt.

Weitere isolierte Reste dieser Lehmformationen finden sich in einer Höhe von etwa 256 m auf dem Keckelberg bei Wormeldange und in einer Höhe von etwa 290–310 m auf dem Elterberg und dem Wackelderberg bei Ahn, d.h. das Material

lagert hier auf den Hauptterrassen. Stellenweise ist der Lehm an diesen Fundorten mit Schottern der Mosel vermischt, was auch am Hungerbach und auf Ludert und Gosselt beobachtet wird. Nach der geologischen Karte handelt es sich hier um „jungtertiäre Höhenlehme mit Geröllen“ (d¹¹).

Nach der geologischen Karte finden sich auf den Moselterrassen ähnliche, geröllführende tertiäre Lehme in der Nähe von Grevenmacher u.a. auf Winterfeld (275 m), westlich der Stadt, auf dem Plateaurücken bei Grauenstein (290 m) und östlich bis südöstlich von Münschecker (249 m bzw. 200 m); ferner im äussersten Süden des Gebietes auf dem Stromberg (312 m) und vereinzelt auf dem Liasplateau westlich von Schengen (275 m). Vom Verfasser konnten nicht alle diese Vorkommen bestätigt werden. So wurden z.B. auf dem Liasplateau westlich von Schengen nur normale Verwitterungslehme der Lias angetroffen, stellenweise mit einer dünnen Schotterbestreuung bedeckt.

Ausserhalb des Untersuchungsgebietes sind ebenfalls an vielen Stellen isolierte Reste dieser lehmigen Bildungen tertiären Alters nachgewiesen worden, wie z.B. bei Weiler la Tour, Hassel, Hesperange, Neudorf u.s.w. Auf dem deutschen Ufer finden sich grosse Lehmvorkommen östlich von Wellen, Nittel und Rehlingen, sowie östlich und nordöstlich von Sehndorf.

2. Bisherige Ansichten der Genese

Wie bereits erwähnt, lassen sich die lehmigen Bildungen wegen ihrer dortigen grossen Mächtigkeit und der Anwesenheit von Aufschlüssen am besten in der Nähe von Kapenacker untersuchen. In der Beschaffenheit erinnert das Material auf den ersten Blick an Löss. Charakteristisch ist die Farbe, strohgelb bis hellbraun-rotbraun je nach dem Verwitterungsgrad. In der Hand fühlt es sehr weich und locker an; es enthält nahezu keine gröberen Bestandteile und kennzeichnet sich damit als ein sehr feines Material, das meistens kein CaCO₃ enthält und auch bei starker Wasserdurchtränkung nicht klebrig ist. Irgend eine Schichtung ist nirgends beobachtet worden.

Zu Genese und Alter dieser lehmigen Bildungen vertritt Lucius (1948) die Ansicht, dass „man auf stark sandigem Kalkstein oder auf Sandstein vielfach eine Bedeckung von ungeschichtetem Sande findet. Diese Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit der unterliegenden Schichten weist darauf hin, dass bei der Entstehungsweise dieser Deckbildungen die örtliche Verwitterung die Hauptrolle spielte. Bei einer Gliederung dieser auflagernden lockern Massen muss deshalb die Entstehungsursache herangezogen und dabei auseinander gehalten werden, was am Orte selbst entstanden ist oder doch nur wenig umgelagert wurde, und was von fliessendem Wasser herangefrachtet „also ortsfremd, ist“.

Anschliessend wird von diesem Forscher darauf hingewiesen, dass die Lias- und Doggerschichten früher eine grössere Ausdehnung nach Norden besaßen als heute. Diese Schichten müssten bereits vor der Ablagerung der Hochflächenbildungen abgetragen gewesen sein, was „jedenfalls auf das Bestehen einer Periode der Talbildung vor der Entstehung dieser Bildungen hinweist.“

Hierzu ist zu bemerken, dass für die Annahme einer „Periode der Talbildung“ keine Anzeichen vorliegen. In diesem Zusammenhang wäre eher eine Denudationsperiode anzunehmen.

Weiterhin betont Lucius:

„Man kann nun mit guten Gründen annehmen, dass die lehmigen Bildungen der Hochflächen, soweit sie keine ortseigenen Verwitterungsprodukte sind, von

den damaligen fließenden Gewässern umgelagert und verfrachtet wurden."

Die weite Verbreitung dieser lehmigen Bildungen wird von Lucius erklärt durch Annahme sehr flacher Täler, die Sedimentation bis über die schwachen Plateaus hinauf ermöglichten. Es bleibt nach ihm jedoch immer schwierig Verwitterungslehme, d.h. durch Verwitterung des Muttergesteins am Orte entstandene Lehme von den von Flüssen herangefrachteten und an verschiedenen Stellen abgelagerten Lehmen zu unterscheiden. Denn die tonigen, mergeligen oder sandigen Talbildungen der Tertiärzeit, deren Reste etwa auf den heutigen Hochflächen erhalten geblieben sind, seien heute ebenfalls verlehmt.

Zu den obenerwähnten Bildungen, deren Entstehungsweise nicht sicher ist, werden von Lucius (1948) auch die lehmigen Bildungen bei Kapenacker gerechnet. „Es handelt sich offenbar um einen teilweise umgelagerten und zusammengeschwemmten, aber am Orte entstandenen Verwitterungsrest des Schiffsandsteines, der hier eines seiner Hauptverbreitungsgebiete hat. Irgend welche Gerölle sind in dem sandigen Lehm nicht aufzufinden“.

Das Fehlen von Geröllen in dem Lehm konnte vom Verfasser im Gelände bestätigt werden. Wohl finden sich am Hungerbach und stellenweise auf dem bewaldeten Plateau Ludert-Grosselt häufig Gerölle in den lehmigen Böden. Nirgends wurde jedoch ein ungestörtes Lehmprofil aufgefunden, in dem sich Geröllschichten beobachten liessen.

3. Die Korngrößen-Zusammensetzung

Dem Lehmvorkommen bei Kapenacker wurde eine Anzahl Proben entnommen und zwar der Profilwand des Wegeinschnittes beim Grossebusch und westlich desselben. Ferner wurden Proben gesammelt beim Kreuzbusch, auf dem Plateau

Ludert und am Wegeinschnitt am Albach entlang, auf dem Keckelberg bei Wormeldange, auf dem Wackelderberg bei Ahn und auf dem Bocksberg bei Wasserbillig. Ausserhalb des Untersuchungsgebietes wurden noch zwei Proben in der Nähe von Hesperange und Weiler la Tour entnommen. Die Probestellen sind auf der Übersichtskarte mit Buchstaben gekennzeichnet (Abb. 34). In der Tabelle 5 sind die Korngrößenanalysen zusammengefasst.

Im allgemeinen lässt sich sagen, dass diese Lehme der Hochflächen folgende charakteristische Eigenschaften besitzen:

10. Der Gehalt an Ton (Teile $< 16 \mu$) ist hoch und schwankt um etwa 50% (minimal 34%, maximal 67%).
20. Der Gehalt an Rohton (Teile $< 2 \mu$) schwankt im allgemeinen zwischen 15 und 25%. Einige wenige Proben enthalten etwa 30%.
30. Die Siltfraktion (Teile von $2-50 \mu$) umfasst meistens mehr als 50% des Materials.
40. Die Sandfraktion (Teile $> 50 \mu$) macht weniger als 10% des Materials aus.
50. Das Material enthält kein oder nahezu kein CaCO_3 .

Zum Vergleich sind folgende typische Kennzeichen des in den südöstlichen Niederlanden vorkommenden Lösses zu erwähnen:

10. Die Rohtonfraktion (Teile $< 2 \mu$) bildet 10–25% des Materials.
20. Die Staub- oder Lössfraktion (Teile von $10-50 \mu$) bildet 50–75% des Materials.

Tabelle 5

Mechanische Zusammensetzung einiger Lehme der Hochflächen (d²)

Probe Nr.	Tiefe in m unter Gelände	CaCO ₃	Org. Subst.	0–2	2–4	4–8	8–16	<16	16–	25–	35–	50–
									25	35	50	75
34B118	0,75 m	0	0,9	16,6	5,8	9,0	15,8	47,2	18,3	11,7	10,7	2,9
119	0,10 m	0	2,9	28,9	8,5	11,6	18,2	67,2	9,5	6,9	4,6	2,4
120	0,50 m	0	0,5	18,3	5,4	10,0	16,9	50,6	19,3	10,7	9,4	2,4
121	0,35 m	0	2,0	16,7	7,0	10,3	14,7	48,7	11,2	10,6	7,7	5,7
122	0,50 m	0	0,5	15,9	6,0	5,3	7,3	34,5	4,5	5,3	9,6	12,7
123	0,65 m	0,1	0,8	22,3	5,4	7,3	15,8	50,8	17,9	14,4	9,7	1,8
124	0,30 m	0	1,5	16,8	5,0	7,4	17,4	46,6	17,8	16,2	10,2	1,9
125	0,15 m	0,1	2,8	17,7	5,0	5,0	14,7	42,4	15,2	13,3	9,3	3,3
934	0,10 m	0,2	1,4	19,2	3,1	7,9	17,5	47,7	20,3	17,1	6,9	1,3
935	0,50 m	0,1	0,5	25,2	4,5	8,0	14,6	52,3	15,7	14,9	5,9	2,0
39B604	0,10 m	0	2,7	28,5	8,3	7,8	12,2	56,8	13,8	9,9	6,0	5,3
605	0,60 m	0	0	32,8	5,6	3,4	9,4	51,2	11,8	13,2	14,1	7,7
12599	0,60 m	—	—	21,5	7,5	—	18,4	47,4	28,3	—	10,3	5,7
34B933	0,70 m	0,1	0,4	30,7	3,1	6,2	9,2	49,2	14,7	16,1	9,5	4,2

in gegenseitigem prozentischen Verhältnis (Korndurchmesser angegeben in μ)

75–	105–	150–	210–	300–	420–	600–	850–	1190–	1700–	1700–	Probestelle auf der Karte	Fundort
105	150	210	300	420	600	850	1190	1700	2000 μ			
1,7	1,7	2,1	1,2	0,5	0,6	0,4	0,1	—	—	A	Kapenacker	
1,6	1,1	1,0	1,1	0,5	0,7	0,4	0,1	—	—	B	Kapenacker	
1,5	1,4	1,7	1,3	0,4	0,4	0,3	0,1	—	—	C	Kapenacker	
5,0	2,9	1,4	1,3	0,9	1,3	1,1	0,2	—	—	D	Kapenacker	
15,1	11,7	3,8	1,0	0,4	0,5	0,3	0,1	—	—	E	Kapenacker	
0,9	0,7	0,8	0,7	0,4	0,5	0,4	0,1	—	—	F	Kapenacker	
1,2	1,3	1,3	0,8	0,4	0,4	0,3	0,1	—	—	G	Kapenacker	
1,5	1,2	1,5	2,1	1,9	3,0	1,9	0,5	—	—	H	Wormeldange	
0,6	0,6	1,0	0,7	0,3	0,3	0,5	0,6	0,5	—	L	Hesperange	
0,7	0,3	0,4	0,4	0,4	0,7	1,3	2,8	1,6	—	M	Weiler la Tour	
1,4	0,5	0,6	1,0	0,5	0,5	0,7	1,4	1,6	—	P	Ahn	
0,8	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—	R	Wasserbillig	
1,5	2,1	2,0	0,9	0,4	—	1,3	—	—	—	N	Kapenacker	
2,3	1,0	1,0	0,8	0,4	0,2	0,1	—	—	—	K	Wasserbillig (Flusslehm)	

30. Die Sandfraktion (Teile $> 50 \mu$) bildet meistens weniger als 5% des Materials. Höhere Prozentsätze sind entweder auf Vermischung mit unterlagernden Ablagerungen oder auf Solifluktionvorgänge zurückzuführen, oder auf gleichzeitige Sedimentation von feinen, mit dem Löss vermischten Sanden.

Obwohl sich beim Vergleich herausstellt, dass die Hochflächenbildungen dem niederländischen Löss nicht in jeder Beziehung ähnlich sind, so erscheint doch die Annahme einer analogen, äolischen Genese berechtigt. Dass es sich jedenfalls teilweise um ein lössartiges Material handelt, geht hervor aus der Abbildung 36, in der das Sand-Silt-Rohton-Verhältnis ($> 50 \mu$, $50-2 \mu$ und $< 2 \mu$) dargestellt wird; zum Vergleich wurden daneben einige Lössproben (Süd-Limburg) nach Daten von DE VRIES (1942) eingetragen.

In diesem Dreiecksdiagramm kommen – abgesehen von wenigen Ausnahmen – keine wesentlichen Unterschiede zum Ausdruck.

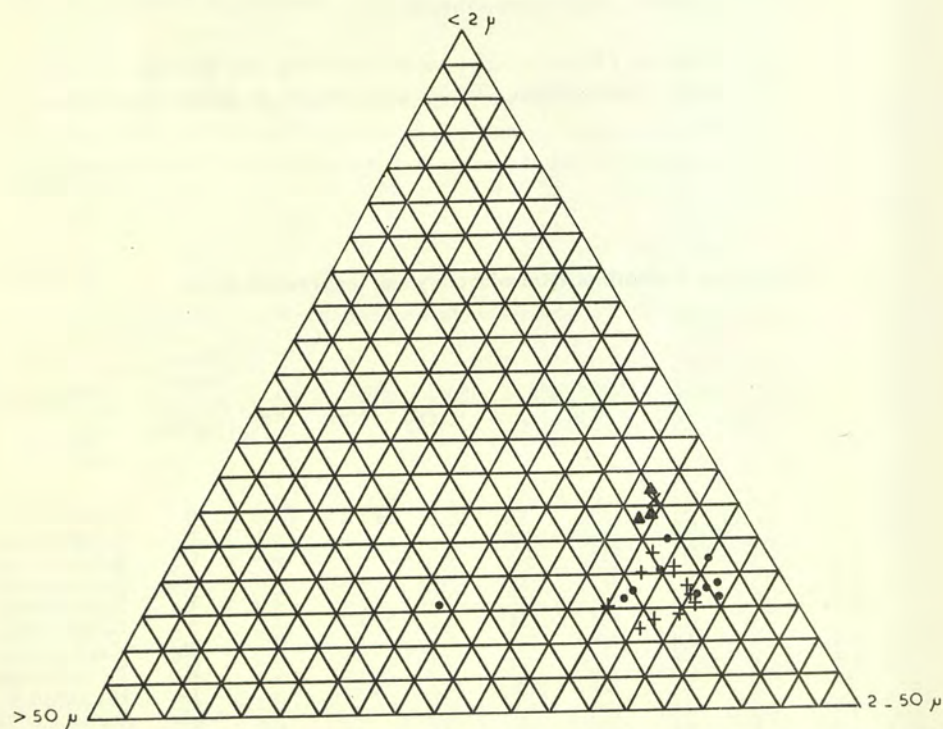


Abb. 36 — Graphische Darstellung des Sand-Silt-Rohton-Verhältnisses im Dreiecksdiagramm.

- Lehme der Hochflächen,
- ▲ Lehme der Hochflächen, vermischt,
- × Hochflutlehm,
- + Löss, Süd-Limburg, Niederlande.

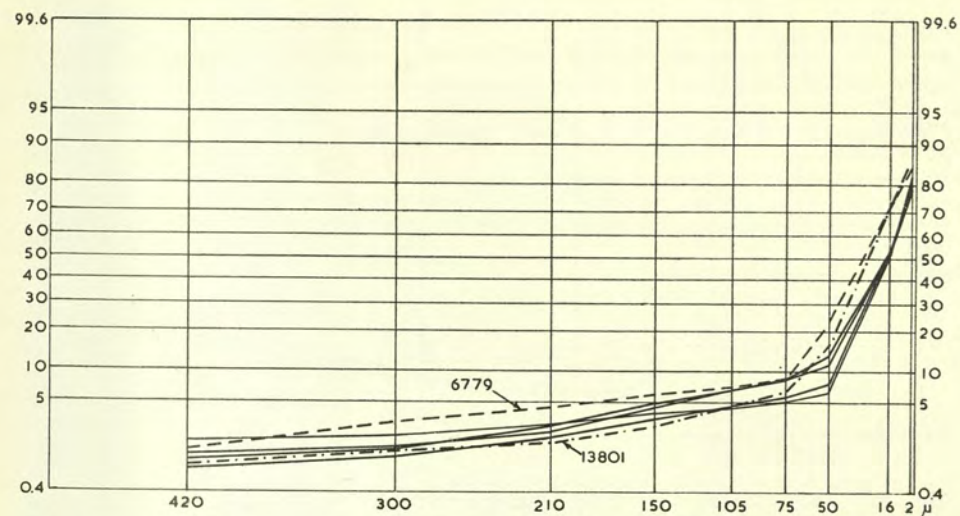


Abb. 37 — Korngrößenverteilung einiger Lehme der Hochflächen von Kapenacker und Hesperange (Probestellen A, G, L und N). Zum Vergleich die Korngrößenverteilung von zwei niederländischen Lössen nach Daten von de Vries, 1942 (Kurven 6779 und 13801).

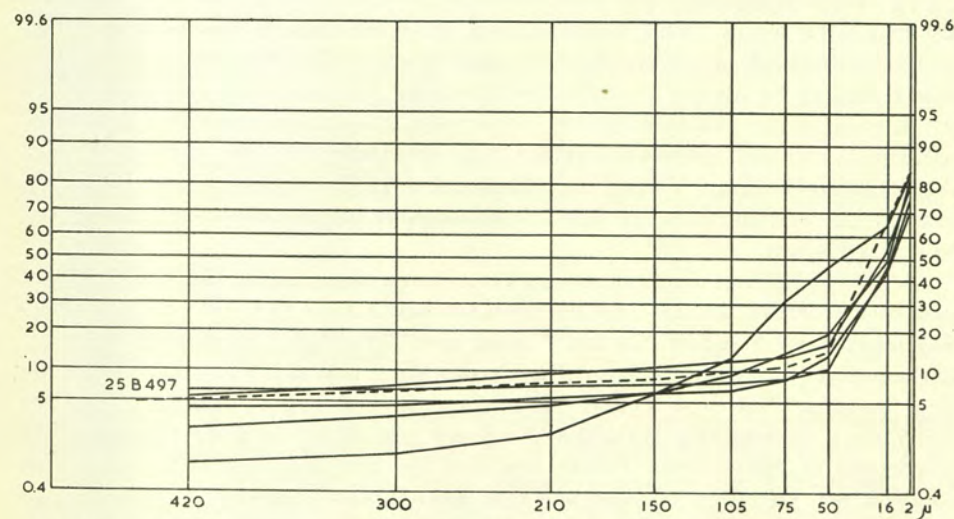


Abb. 38 — Korngrößenverteilung einiger Lehme der Hochflächen von Kapenacker, Ahn, Wormeldange und Weiler la Tour (Probestellen D, E, H, P und M). Zum Vergleich die Korngrößenverteilung von umgelagertem niederländischem Löss nach Daten von de Vries, 1942, (Kurve 25B 497).

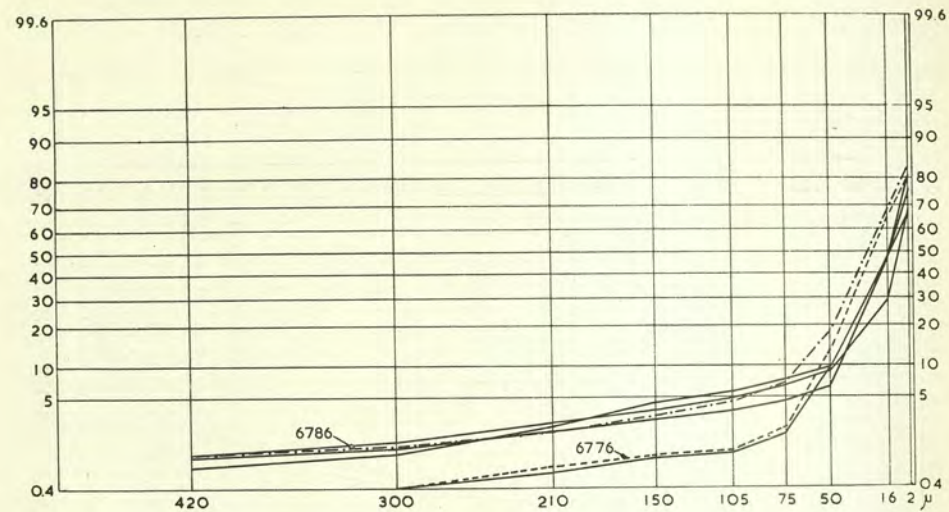


Abb. 39 — Korngrößenverteilung einiger Lehme der Hochflächen von Kapenacker und Wasserbillig (Porbestellen B, C, F und R). Zum Vergleich die Korngrößenverteilung von zwei niederländischen Lössen nach Daten von de Vries, 1952 (Kurven 6776 und 6786).

Die Korngrößen-Verteilung wurde in den Abbildungen 37–39 dargestellt. Die Kurven zeigen das Bild eines stark sortierten Materials, dem bedeutende Mengen von Rohton beigemischt sind (15–32%). Die Maximalkorngröße beträgt ungefähr 50 μ, der Sandgehalt weniger als 10%. In den Abbildungen wurden zum Vergleich einige Summenkurven von niederländischen Lössproben (letztere nach Daten von DE VRIES, 1942) aufgenommen, die einen nahezu identischen Verlauf zeigen. Auffallend ist jedoch, dass der niederländische Löss im allgemeinen etwas besser sortiert ist als die Hochflächenbildungen, was aus dem steileren Anstieg der Kurven in der Fraktion 16–50 μ hervorgeht. Weiterhin beträgt beim Löss die Maximalkorngröße meistens ungefähr 75 μ, gegenüber 50 μ bei diesen Lehmen. Aus dem einförmigen Verlauf der Summenkurven kann nahezu mit Sicherheit geschlossen werden, dass in den Hochflächenbildungen äolisch transportiertes Material vorliegt.

Abbildung 38 zeigt die Korngrößen-Verteilung einiger Lehme der Hochflächen, denen gelegentlich geringe Mengen größerer Bestandteile beigemischt sind. Diese Summenkurven beziehen sich auf Proben vom Kreuzbusch, Keckelberg, Wackelderberg und von Weiler la Tour. Die Vermischung lässt sich leicht erklären wenn man bedenkt, dass diese Lehme jedenfalls zum Teil von Moselterassenabsätzen unterlagert werden. Mit Ausnahme der Probe von Weiler la Tour finden sich in unmittelbarer Nähe dieser Fundstellen Gerölle. Der umgelagerte Löss aus den südöstlichen Niederlanden zeigt ähnliche Korngrößen-Verteilung.

Zur weiteren Charakterisierung der Lehme wurde die mechanische Zusammensetzung der Tonfraktion (< 16 μ) untersucht. Um einen Vergleich der Analysen zu ermöglichen, wurden die Ergebnisse umgerechnet, wobei die Tonfraktion 0–16 μ = 100 gestellt wurde. Die Ergebnisse sind in der Tabelle 6 dargestellt. Das Rohton-Tonverhältnis, das oft zur Charakterisierung tonführender Sedimente be-

nutzt wird, kommt in dieser Tabelle ebenfalls zum Ausdruck. Dieses Verhältnis wird folgendermassen berechnet: $\frac{\% \text{ Rohton } (< 2 \mu)}{\% \text{ Ton } (< 16 \mu)} \times 100\%$, und findet sich in der Spalte 0–2 μ der Tabelle 6. Es zeigt sich, dass dieses Verhältnis nicht konstant ist, bei den meisten Proben jedoch ohne grosse Abweichungen um den Wert 40 schwankt. Die Proben Nr. 34B 935 und 39B 604 von Weiler la Tour und Ahn fallen mit Werten von 48 bzw. 50 einigermassen aus diesem Rahmen, was auf Vermischung mit den unterlagernden Keupermergeln zurückzuführen ist. Die Proben Nr. 34B 933 und 39B 605 von Wasserbillig sind dem Hochflutlehm bzw. dem Hauptterrassenlehm entnommen und wurden nur zum Vergleich in diese Tabelle eingetragen. Das Rohton-Tonverhältnis beträgt bei diesen Proben 62 bzw. 64% und unterscheidet sie damit deutlich von den Hochflächenlehmen. Aus diesen Daten geht hervor, dass Probe Nr. 39B 605 (Hauptterrassenlehm) eher einen normalen Flusslehm als einen Hochflächenlehm darstellt. Es muss jedoch betont werden, dass in jungholozänen Flussablagerungen dieses Verhältnis keinen konstanten Wert aufweist, wie von FAVEJEE (1951) und DE RIDDER (1957) nachgewiesen wurde. In Flusslehmen schwankt es ungefähr zwischen 30 und 60%, in den jüngsten Meerestonablagerungen in den Niederlanden ist dieses Verhältnis dagegen nahezu konstant (WIGGERS, 1955, FAVEJEE, 1951 u.A.) und beträgt etwa 68.

Tabelle 6

Mechanische Zusammensetzung der Fraktion < 16 μ in % einiger „Lehme der Hochflächen“ (d²), Fraktion 0–16 μ = 100 %

Probe Nr.	Fundort	Fundstelle auf der Karte	100 gr der Fraktion 0–16 μ enthält gr in den Fraktionen			
			0–2	2–4	4–8	8–16 μ
34B118	Kapenacker, Grossebusch	A	35	12	19	34
34B119	Kapenacker, Grossebusch	B	43	13	17	27
34B120	Kapenacker, Grossebusch	C	36	11	20	33
34B121	Kapenacker, Kreuzbusch	D	34	14	21	31
34B122	Kapenacker, Kreuzbusch	E	46	18	15	21
34B123	Kapenacker, Albach	F	44	11	14	31
34B124	Kapenacker, Ludert	G	36	10	16	33
34B125	Wormeldange, Keckelberg	H	41	12	12	35
34B934	Hesperange	L	40	7	16	36
34B935	Weiler la Tour	M	48	9	15	28
39B604	Ahn, Wackelderberg	P	50	15	14	21
34B933	Wasserbillig, Hochflutlehm	K	62	7	12	19
39B605	Wasserbillig, Bocksberg, Hauptterrassenlehm	R	64	11	7	18

Derartig niedrige Werte des Rohton-Tonverhältnisses (34–46) wie beobachtet in den lehmigen Bildungen der Hochflächen, sind in den Niederlanden nur im Nordostpolder bei Schluffablagerungen festgestellt worden (WIGGERS, 1955). Ausserordentlich hohe Werte (80) wurden von DE RIDDER (1957) in oligozänem Meereston in den südwestlichen Niederlanden beobachtet.

In den Hochflächenbildungen könnte das Rohton-Tonverhältnis (nur zirka 40%) ebenfalls als Beweismittel für eine Windablagerung herangeführt werden. Würde es sich hier um Flussablagerungen handeln, so wäre besonders in diesen Gebieten mit starker Verbreitung der sehr schweren Lias- und Keupermergelböden

cher ein hoher als ein sehr niedriger Wert für das Rohton-Tonverhältnis zu erwarten. Die äusserst feinen und leichten Bestandteile setzen sich unter normalen Bedingungen nicht oder kaum zu Boden und bleiben in der Luft („in Suspension“).

Die von HOOGHOUT (1948) entwickelte sog. Mikropipetten-Analyse ermöglichte die mechanische Zusammensetzung der Rohtonfraktion ($< 2 \mu$) zu untersuchen. Eine Beschreibung dieses Analysenverfahrens wurde vor kurzem von DEKKER in einer Publikation von DE RIDDER, WIGGERS und DEKKER (1956) gegeben. Die Fraktionsgrenzen wurden nach HOOGHOUT folgendermassen angesetzt: $0-1/16 \mu$, $1/16-1/8 \mu$, $1/8-1/4 \mu$, $1/4-1/2 \mu$, $1/2-1 \mu$ und $1-2 \mu$.

Tabelle 7 Mechanische Zusammensetzung der Fraktion $< 2 \mu$ in % einiger „Lehme der Hochflächen“ (d^{22}), Fraktion $0-2 \mu = 100 \%$

Probe Nr.	Fundort	100 gr der Tonfraktion ($0-2 \mu$) enthält gr in den Fraktionen					
		$0-1/16$	$1/16-1/8$	$1/8-1/4$	$1/4-1/2$	$1/2-1$	$1-2 \mu$
34B118	Kapenacker, Grossebusch	29	8	0	11	26	26
34B119	Kapenacker, Grossebusch	29	13	0	12	23	23
34B120	Kapenacker, Grossebusch	29	15	0	11	23	22
34B121	Kapenacker, Kreuzbusch	26	12	2	10	20	30
34B122	Kapenacker, Kreuzbusch	22	14	4	9	18	33
34B123	Kapenacker, Albach	34	15	9	10	13	19
34B124	Kapenacker, Ludert	34	10	10	8	14	24
34B125	Wormeldange, Keckelberg	49	14	7	3	11	16
34B934	Hesperange	45	10	5	5	27	8
34B935	Weiler la Tour	35	15	12	1	19	18
34B933	Wasserbillig, Hochflutlehm	59	12	7	4	12	6

Die gefundenen Prozentsätze wurden auch hier umgerechnet und der Gehalt an Rohton ($0-2 \mu$) = 100 gestellt. Die Ergebnisse sind in der Tabelle 7 dargestellt, wobei zum Vergleich Probe Nr. 34B 933, ein holozäner Hochflutlehm, aufgenommen wurde. Aus der Tabelle geht hervor, dass die Rohtonfraktion nicht eiförmig zusammengesetzt ist, obwohl mit Ausnahme einiger abweichenden Proben, die Mehrzahl nur geringe Unterschiede aufweist. Der Unterschied mit dem Hochflutlehm kommt deutlich zum Ausdruck. Die Fraktion $0-1/16 \mu$ ist doppelt so stark vertreten wie bei dem Hochflächenlehm, der sich dadurch als „gröber“ kennzeichnet.

Die Proben von Wormeldange und Hesperange sind ziemlich fein zusammengesetzt, was aus dem hohen Anteil der Fraktion $0-1/16 \mu$ hervorgeht (49-45%). Diese Proben sind jedoch nur bedingt zuverlässig, da der Lehm nur in dünner Schicht auf dem Keuper- bzw. Liasmergel lagert und durch ständige Bodenbearbeitung mehr oder weniger mit diesen vermischt worden ist.

4. Die Schwermineral-Zusammensetzung

Wo die Korngrößen-Untersuchungen auf eine äolische Genese dieser Lehme hinweisen, bleibt noch die Frage ihrer Herkunft.

Nahezu alle für die Korngrößen-Analysen gesammelten Proben wurden auf Schwermineralzusammensetzung untersucht. Die Ergebnisse sind in der Tabelle 8 zusammengefasst.

Tabelle 8 Schwermineralzusammensetzung einiger Lehme der Hochflächen (d^{22})

Probe Nr.	Fundort	Fundstelle auf der Karte	m ü.M.	Tiefe in m	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Disthen	Andalusit	Sillimanit	Chloritoid	Chloritoid („trüb“)	Epidot	Saursurit	Alterit	Hornblende (Vogesen)	Hornblende (braun)	Hornblende (grün)	Basaltische Hornblende	Augit	Hypersthen	Titanit (Eifel)	Sonstige Titanite	Spinel	Topas	Korund
34B118	Kapenacker	A	311	0,75	3	3	1	1									2	1	1	1	56	18	11	11	3	13				
34B119	Kapenacker	B	338	0,10	1	1											2	1	1	1	27	18	18	18	1	27				
34B120	Kapenacker	C	300	0,50	2	2												1	1	1	27	11	11	11	1	34				
34B121	Kapenacker	D	300	0,35	7	7					2							2	2	2	20	20	20	20	1	44				
34B122	Kapenacker	E	280	0,50	1	1					1							3	3	3	56	12	12	12	8	18				
34B123	Kapenacker	F	255	0,65	2	2					4							1	1	1	31	21	21	21	20	21				
34B124	Kapenacker	G	280	0,30	1	1					1							3	3	3	20	15	15	15	10	35				
34B125	Wormeldange	H	253	0,15	7	7					3							1	1	1	17	7	7	7	10	31				
39B604	Ahn	P	307	0,10	2	2					1							1	1	1	5	5	5	5	9	49				
34B934	Hesperange	L	300	0,10	10	10					2							2	2	2	17	17	17	10	1	49				
34B935	Weiler la Tour	M	270	0,50	10	10					2							2	2	2	25	25	25	7	1	33				

Probe für Analysierung nicht geeignet

Aus dieser Tabelle geht hervor, dass die Proben in ihrer Schwermineralzusammensetzung (braune Hornblende, basaltische Hornblende, Augit, Eifel-Titanit) ausgeprägte Einformigkeit aufweisen.

Neben brauner Hornblende sind die in grossen Mengen auftretenden vulkanischen Eifelminerale charakteristisch. Diese Eifelmineralgesellschaft wurde von SINDOWSKI (1938) in den vulkanischen Tuffen des Laacher Sees festgestellt.

Auffallend ist, dass in den Proben vom Keckelberg bei Wormeldange, vom Wackelderberg bei Ahn und von Hesperange die vulkanische Eifel-Assoziation stark vertreten ist, während daneben gelegentlich Zirkon und Turmalin vorkommen. Die Anwesenheit dieser letzten Mineralien ist auf Vermischung mit Material der unterlagernden Lias- und Keuperschichten zurückzuführen, die bekanntlich hauptsächlich Turmalin-Zirkon-Rutil führen. Diese Proben wurden auf Ackerböden gesammelt, so dass wegen ihrer geringen Mächtigkeit die Lehmschicht beim Pflügen mit den unterlagernden Schichten vermischt wird.

Die meisten Proben von Kapenacker sind in guten Aufschlüssen gesammelt worden. Andere Mineralien als diejenigen der vulkanischen Eifelmineralgesellschaft fehlen oder spielen eine untergeordnete Rolle. Auffallend ist ferner der stark wechselnde Gehalt an grüner Hornblende, die stellenweise fehlt und an anderen Orten in beträchtlichen Mengen angetroffen wird.

Aus diesen Daten geht einwandfrei hervor, dass die tertiären Lehme der Hochflächen, jedenfalls in diesem Gebiet, als stellenweise sehr rein erhaltene vulkanische Staubablagerungen zu betrachten sind.

5. Altersdeutung

Die vulkanische Eifelmineralgesellschaft wurde in Luxemburg zum ersten Mal von VAN ANDEL (1950) im Rahmen seiner Untersuchungen der Rheinsedimente festgestellt, und zwar im Flussbett der Sauer und Woltz. Neben devonischen Mineralien wurde von diesem Untersucher in dem heutigen von den Flüssen verfrachteten Material ein hoher Gehalt an vulkanischen Mineralien (basaltische Hornblende, Augit und Eifel-Titanit) aufgefunden. Die Anwesenheit dieser drei Mineralien in den Ardennen wurde von Van Andel erklärt aus der Annahme von vulkanischen Staubausbrüchen der Eifelvulkane im Jungpleistozän. Wie schon erwähnt, hat SINDOWSKI (1938) dieselbe Mineralassoziation in den Tuffablagerungen des Laacher Sees im Osteifel nachgewiesen.

Untersuchungen von TAVERNIER und LARUELLE (1952) haben ergeben, dass die westliche Grenze dieser vulkanischen Staubablagerungen wahrscheinlich etwa 30 km westlich der belgisch-luxemburgischen Westgrenze angenommen werden muss. Auf Grund der Untersuchungen von BOURGUIGNON (1953) ist GULLENTOPS (1954) der Ansicht, dass diese Grenze noch weiter westlich liegt.

Neuerdings hat HERMANS (1955) darauf hingewiesen, dass dieser vulkanische Staub sich über das ganze Oesling ausgedehnt hat. Nach Hermans ist die vulkanische Assoziation im oberen Teil der Bodenprofile stärker vertreten als in den unteren Teilen, wo sie gegenüber der Turmalin-Zirkon-Rutil-Assoziation zurücktritt. Für die Mächtigkeit der vulkanischen Mineralien führenden Deckenschichten im Oesling erwähnt Hermans maximal 100 cm, und in den meisten Fällen 30 cm.

Mit Ausnahme des Vorkommens bei Kapenacker, das stellenweise über 2 m mächtig ist, beträgt die vom Verfasser beobachtete Mächtigkeit im Moselgebiet nicht mehr als einige wenige Dezimeter.

Beim Vergleich der von Hermans im Oesling gewonnenen Ergebnisse und der

vom Verfasser durchgeführten Schwermineral-Untersuchungen stellt sich heraus, dass der Schwermineralgehalt der Lehme im Oesling annähernd derselbe ist wie der im Moselgebiet. Dieser Umstand, sowie der Befund, dass in den Hochflächenlehmen bei Hesperange die vulkanische Assoziation nachgewiesen werden konnte (Tabelle 8), lassen vermuten, dass auch die übrigen auf der geologischen Karte eingetragenen Lehme der Hochflächen (d²) vereinzelte Reste einer ehemals zusammenhängenden vulkanischen Staubschicht darstellen. Da diese These sich nur auf einige Stichproben stützt, ist eine systematische mineralogische Untersuchung dieser lehmigen Bildungen des Gutlandes erwünscht. Die Abtragung dieser Lehme geht heute noch weiter, denn auch im von den heutigen Flüssen verfrachteten Material wird die vulkanische Assoziation angetroffen.

Die zeitliche Einordnung der Vulkanausbrüche, die zur Sedimentation dieser Staubschichten führten, bereitete bisher Schwierigkeiten. Die palynologische Methode führt bei den Proben von Kapenacker nicht zu Resultaten, weil Pollen im Material fehlen.

VON STRAKA (1952) und FRECHEN (1951) durchgeführte Untersuchungen von Tuffablagerungen in der Eifel ergeben, dass dem Laacher See-Ausbruch ein spätglaziales, d.h. Alleröd-Alter zuzuschreiben ist. Straka hat darauf hingewiesen, dass der Eifelvulkanismus sogar zu Beginn des Holozäns, nämlich im Präboreal, noch nicht vollständig ausgelöscht gewesen ist.

HERMANS (1955) betont, dass Straka das Mineral Titanit nicht unter den ausgeworfenen vulkanischen Mineralien erwähnt und dass nach diesem Forscher die vorherrschende Windrichtung während der allerödzeitlichen Ausbrüche südwest, west und nord gewesen wäre. Nach Hermans könnten die vulkanischen Staubablagerungen im Oesling nicht von den allerödzeitlichen Ausbrüchen herrühren.

In den vom Verfasser untersuchten Proben sind hohe bis sehr hohe Werte an Titanit festgestellt; in 8 Proben wurden von 20 bis maximal 49 Titanite gezählt (Tabelle 8). Auch von Hermans wurden für das Oesling oft Zahlen von 20–25 erwähnt. Diese Werte sind bedeutend höher als die von SINDOWSKI (1938) für die Tuffablagerungen des Laacher Sees erwähnten Zahlen, in denen nur 5–12 Titanite gefunden wurden. Augit ist in diesen Tuffablagerungen stark (30–45) vertreten. In den vulkanischen Staubablagerungen des Moselgebietes dagegen kommt Augit in geringeren Mengen (10–15) vor, was auch – nach Daten von Hermans – für das Oesling zutrifft. Besonders auffallend ist der hohe Anteil an brauner Hornblende. Aus diesen Befunden erscheint es nicht als erwiesen, dass die vulkanischen Staubablagerungen im Moselgebiet notwendig dem grossen allerödzeitlichen Laacher See-Ausbruch entstammen. Für die vulkanischen Staubablagerungen des Oeslings kommt HERMANS (1955) zu demselben Schluss. Das Material könnte nach Hermans während einer früheren Eruption abgelagert sein. Die spärlichen mineralogischen Daten, welche von den Moselterrassenablagerungen gesammelt werden konnten (Tabelle 2) geben nur wenige Anhaltspunkte für die Datierung des Eifelvulkanismus. Aus dieser Tabelle geht hervor, dass im heutigen von der Mosel verfrachteten Material (Probe 16), im Hochflutlehm (Probe 17) und in der Niederterrasse mehr oder weniger deutliche Spuren vulkanischer Mineralien erkennbar sind. Auch in der unteren Mittelterrasse bei Remich findet man solche Spuren. In der oberen Mittelterrasse bei Wormeldange fehlen diese Mineralien vollständig, wie auch in der unteren Hauptterrasse bei Ehnen.

Dass in den bei Wasserbillig entnommenen Proben Nr. 2 und 3 ein deutlich merkbarer Einfluss der vulkanischen Mineralgesellschaft hervortritt, kann dadurch

erklärt werden, dass die Entnahme in einer vermischten Schicht erfolgt ist. Angenommen werden muss, dass bei einer später erfolgten Eruption auch die älteren Terrassen mit einer Staubschicht überdeckt worden sind. Diese Terrassenfläche wird für Ackerbau benutzt, so dass die geringmächtigen Terrassensedimente und vulkanischen Staubablagerungen vermischt werden.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Mineralgesellschaft-Hornblende-Augit-Titanit von der unteren Mittelterrasse an im Terrassenmaterial in Spuren beobachtet worden ist. An der luxemburgischen Mosel liegen jedoch bis jetzt zu wenig Proben vor, um daraus Schlussfolgerungen zu ziehen.

An der mittleren Mosel hat KREMER (1954) bei Schwermineral-Analysen eine sprunghafte Zunahme vulkanischer Mineralien von der unteren Mittelterrasse an feststellen können. Auffallend ist, dass diese Untersucher das Mineral Titanit abgesehen vom Hochflutbett, nicht erwähnt, während Augit in der oberen Mittelterrasse sehr stark vertreten ist (62–64) und in den jüngeren Terrassen zurücktritt. In den älteren Terrassen (Haupt- und Höhenterrassen) sind von Kremer keine vulkanische Mineralien nachgewiesen worden.

Auf Grund dieser Daten schliesst Kremer, dass im Einzugsbereich der Mosel die Haupteruptionszeit der pleistozänen Vulkane in die Akkumulationsphase der unteren Mittelterrasse fällt (Riss I/Riss II).

Die Abwesenheit von Titanit, die in den Terrassenablagerungen der mittleren Mosel festgestellt worden ist, trifft in Luxemburg nicht zu, denn in der Niederterrasse bei Greiveldange und Machtum wurden vom Verfasser Werte von 6 und 9 gefunden. Die Niederterrassensande bei Wasserbillig führen kaum vulkanische Mineralien. Die verhältnismässig hohen Werte bei Greiveldange und Machtum könnten erklärt werden durch Annahme von Vermischung des Terrassenmaterials mit demjenigen von älteren Terrassen, während Perioden intensiver Denudations- und Solifluktionwirkung. Für eine derartige Vermischung liegen bis jetzt keine deutliche Beweise vor, so dass die These von titanitreichen und titanitarmen Eruptionsphasen (HERMANS, 1955; KREMER, 1954) noch bestätigt werden muss.

Im Rahmen seiner Schwermineral-Untersuchungen der Terrassensedimente des Niederrheins wurde neuerdings von ZONNEVELD (1956) darauf hingewiesen, dass die älteren Diluvialschichten (ältere Hauptterrasse) sowie die Hauptterrasse fast keine vulkanische Mineralien führen. Dagegen tritt in der oberen Mittelterrasse zum ersten Mal braune Hornblende auf, während daneben die vulkanischen Mineralien basaltische Hornblende, Augit, Hypersthen und Titanit etwas deutlicher hervortreten als in den älteren Terrassensedimenten. In der mittleren Mittelterrasse wurde fast keine braune Hornblende mehr aufgefunden, Augit dagegen kommt in grossen Menge vor. Titanit wurde nicht angetroffen. Die jüngeren Terrassen wie untere Mittelterrasse, Krefelder Mittelterrasse und Niederterrasse führen nahezu dieselbe Mineralgesellschaft wie die mittlere Mittelterrasse.

Die sprunghafte Zunahme von Augit in der mittleren Mittelterrasse am Niederrhein demonstriert eine erneute Tätigkeit des Eifelvulkanismus, die vor oder in der Spät-Holstein-Zeit (Mindel/Riss Interglazial) erfolgt sein kann. Weil die obere Mittelterrasse des Niederrheins schon einige vulkanische Mineralien führt, ist es nach Zonneveld wahrscheinlich, dass der Anfang der Eruptionen in die Zeit ihrer Aufschotterung gestellt werden muss. Zonneveld betont, dass es sich lohnen wird zu untersuchen, in wie weit die auffallend hohen Werte an brauner Hornblende in der oberen Mittelterrasse des Niederrheins auf die ersten Stadien des Vulkanismus zurückzuführen sind. In diesem Zusammenhang sei erinnert an die sehr hohen

Werte an brauner Hornblende in den sog. Lehmen der Hochflächen im Untersuchungsgebiet (Tabelle 8). Auf Grund der Befunde am Niederrhein könnten diese Lehme vielleicht eine der ältesten vulkanischen Ablagerungen darstellen (Mindel-Eiszeit). Dagegen spricht jedoch einerseits der hohe Gehalt an Titanit — ein Mineral, das in den Mittelterrassen des Niederrheins wie auch der mittleren Mosel nahezu ganz fehlt — andererseits das häufige Auftreten von Augit, ein Mineral das nicht früher als in der mittleren Mittelterrasse des Niederrheins vorkommt (Mindel-Riss Interglazial). Da in den wenigen Proben an der luxemburgischen Mosel Spuren vulkanischer Mineralien von der unteren Mittelterrasse an festgestellt worden sind, wird vorläufig angenommen, dass die vulkanische Aktivität, die die Ablagerung der Staubschichten im Untersuchungsgebiet verursachte, während der Aufschotterung der unteren Mittelterrasse erfolgt ist (d.h. im Riss II oder Warthe-Abschnitt).

Die Resultate dieser Untersuchungen haben ergeben, dass die sog. Lehme der Hochflächen im Moselgebiet vulkanische Staubablagerungen sind, die von pleistozänen Eruptionen der Eifelvulkane herrühren. Für die vertretene Ansicht einer fluviatilen Genese und eines jungtertiären Alters dieser Lehme, liegen somit keine Gründe vor.

SAMENVATTING

Het terrassenlandschap van de Moezel op Luxemburgs gebied vormt het onderwerp van deze morfologische studie. Doel van het onderzoek was de kartering, beschrijving en bestudering van de jongere afzettingen, teneinde gegevens te verzamelen, die een bijdrage zouden kunnen leveren tot een inzicht in de ontwikkelingsgeschiedenis van het Moezeldal in dit gebied. Het bestudeerde gebied werd in overleg met de directie van de Geologische Dienst in Luxemburg gekozen. De tegenoverliggende Duitse dalwand werd niet onderzocht, zodat deze studie niet als een afgerond onderzoek van de Moezelterrassen in dit stroomgebied is te beschouwen.

Bij het veldonderzoek werden waar dit mogelijk was, met behulp van boringen met een handboor en in ontsluitingen monsters van terrasafzettingen verzameld en op korrelgrootte en zware mineralen onderzocht. Bovendien werd een groot aantal grindmonsters verzameld en gefractionneerd onderzocht, teneinde de terrassen stratigrafisch te kunnen indelen. De uit het onderzoek verkregen gegevens werden in een overzichtskaart samengevat.

HOOFDSTUK I

In dit hoofdstuk wordt een algemeen geologisch overzicht van het bestudeerde gebied gegeven.

Het arbeidsveld vormt een onderdeel van het Gutland, dat uit een sterk geplooid ondergrond van Onder-Devonische afzettingen bestaat, die door diskordant daarop liggende Mesozoïsche lagen wordt afgedekt. Deze Mesozoïsche lagen, die in het algemeen zwak naar het Z of ZW hellen, bestaan uit een opeenvolging van resistente en weinig resistente Trias- en Jura-afzettingen. De formaties, die in het Moezelgebied aangetroffen worden, behoren hoofdzakelijk tot de Lias, Keuper en Muschelkalk.

De Devonische ondergrond is sterk in hercynische richting geplooid; de afdekende Mesozoïsche lagen daarentegen zijn niet geplooid, maar zwak verbogen en intensief met breuken doortrokken.

HOOFDSTUK II

Het onderzoeksgebied vertoont in morfologisch opzicht enige typische kenmerken, die in dit hoofdstuk behandeld worden. Wegens zijn hoogte en doorlopende rotswanden vormt de Liascuesta één van de markante verschijnselen in de topografie van het Gutland. Deze cuesta strekt zich in een brede boog uit van Echnach aan de Sauer tot bij Remich aan de Moezel. Het cuestafront vormt geen gesloten, rechte, steile wand, maar vertoont diepe versnijdingen. Deze versnijdingen zijn een gevolg van erosie, die optreedt op plaatsen, waar aan de basis van de Luxemburger zandsteen krachtige bronnen uittreden. Naast andere processen, kan bronerosie als één van de belangrijkste oorzaken van het terugdringen van het cuestafront worden beschouwd.

De merkwaardige vorm van het boven-Syredal bij Syren is niet ontstaan door

een vroegere Syre, die als consequente rivier naar het ZW gestroomd en door aantapping zijn stromingsrichting omgekeerd zou hebben, zoals door BAECKEROOT (1942) wordt aangenomen, maar moet verklaard worden door bovengenoemde bronerosie. De ligging van dit gedeelte van het Syredal op een horst, die thans morfologisch als laagte in het terrein naar voren komt (inversie van relief), is niet met een aanvankelijke ZW stromingsrichting in overeenstemming te brengen. De opvatting dat de Syre door aantapping zijn stromingsrichting omgekeerd zou hebben, wordt niet door waarnemingen in het terrein bevestigd.

In het algemeen bestaat er geen verband tussen de tektoniek en het riviersysteem. De Moezel en zijn zijbekken kruisen in hun loop veelal de tektonische lijnen van het gebied en treden daardoor voortdurend met andere gesteenten in contact. Als gevolg hiervan wisselt de vorm van de dalen sterk. Het riviersysteem is als epigenetisch te beschouwen. Tussen Grevenmacher en Wasserbillig ligt het Moezeldal echter in een slenk.

HOOFDSTUK III

In dit hoofdstuk worden de langs de Luxemburgse Moezeldalwand aangetroffen terrassen uitvoerig behandeld. Hun hoogteligging werd uit de nieuwe topografische kaart, schaal 1:25 000 afgeleid. De verschillende terras-niveaus werden voorlopig met lokale geografische namen aangeduid.

Op verschillende plaatsen komen weliswaar zeer fraaie terrassen voor, maar in het algemeen zijn zij slecht bewaard gebleven. Zo komen in het bijzonder in het zuidelijk deel van het gebied, waar de dalwand op de Luxemburgse oever geheel uit losse, weinig resistente Keupermergel bestaat, nagenoeg geen terrassen (meer) voor. Waar echter de Moezel stroomafwaarts van Remich zijn loop door de resistente Hauptmuschelkalk neemt, zijn zij meestal beter bewaard gebleven. Dit neemt evenwel niet weg, dat de terrasafzettingen op de meeste plaatsen uiterst dun zijn en niet zelden slechts uit een bestrooiing van grind en stenen bestaan.

Behalve met deze zg. erosieterrassen, heeft men gezien de geologische structuur van het onderzoeksgebied nog te maken met zg. denudatieterassen. Deze laatste ontstaan, doordat erosie en denudatie de losse, weinig resistente formaties tot op een weerstandskrachtige onderliggende laag verwijderd hebben. Voorbeelden van dergelijke terrassen zijn de Rhätzandsteenniveaus, die door hun zandige verweringsbodems, gemakkelijk voor echte Moezelterrassen gehouden kunnen worden, vooral wanneer er bovendien nog grinden van het basiskonglomeraat van het Rhät op voorkomen. De Scheuerberg bij Wellenstein is waarschijnlijk als denudatieteras te beschouwen.

In tektonisch opzicht is het gebied sterk verbrokken, zodat men bedacht moet zijn op tektonisch gevormde steilranden en laagten. De vaak onbeduidende terrasafzettingen maken het niet steeds eenvoudig vast te stellen of men met twee verschillende terrassen te maken heeft, dan wel met één terras, dat ten dele langs een breuk is afgezonden. De parallel aan de Moezel lopende slenk van Wormeldange—Machtum vertegenwoordigt bijv. geen vroeger dal van de Moezel, maar is tektonisch van oorsprong. Dit geldt eveneens voor de laagte ten westen van de Stromberg. Door denudatie en erosie zijn deze laagten verder uitgeruimd.

Het terrasmateriaal bestaat meestal uit een vrij dunne grindlaag van maximaal enkele decimeters, plaatselijk met zand en leem vermengd. Op sommige jongere terrassen zijn afzettingen tot een dikte van 4—10 m aangetroffen, maar deze be-

horen tot de uitzonderingen. Hoewel geen duidelijke aanwijzingen van periglaciaire verschijnselen, zoals solifluctie, kryoturbatie e.d. gevonden zijn, moet met betrekking tot de sterk vernielde terrassen en de geheel of grotendeels verdwenen terrasafzettingen worden aangenomen, dat periglaciaire werking in het Jong-Pleistoceen in belangrijke mate tot het ontstaan van het hedendaagse morfologische beeld heeft bijgedragen.

HOOFDSTUK IV

Een indeling van de terrassen slechts op grond van hun hoogteligging, voert in een tektonisch sterk gestoord gebied niet tot betrouwbare resultaten. Om deze reden werden, voorzover de dunne terrasafzettingen het mogelijk maakten, kwantitatieve grindanalyses uitgevoerd. De grindanalyses werden gefractionneerd onderzocht, waarbij slechts die korrelgrootten beschouwd werden, die gemakkelijk in het veld met het blote oog te herkennen en te bewerken waren. Als onderste grens werd 5 mm, als bovenste grens 30 mm aangenomen. De fractiegrenzen werden bij 5, 10, 20 en 30 mm gelegd. Het grindmonster werd met zeven in vijf fracties gescheiden, waarbij in hoofdzaak de fracties van 10—20 en 20—30 mm werden onderzocht; in enkele gevallen bovendien de fractie van 5—10 mm. Per monster werden minstens 300 stenen geanalyseerd, soms echter aanzienlijk meer. Plaatselijke verweringsprodukten uit de dalwanden werden van tevoren verwijderd.

Er werden acht gesteentegroepen onderscheiden:

- 1 Kwartsgroep, omvattende de diverse variëteiten van kwarts;
- 2 Kwartsietgroep, omvattende gele, grijze tot rode kwartsieten en uit zuivere kwartsdeeltjes samengestelde kwartsieten;
- 3 Granietgroep, bestaande uit amfiboolgraniet, biotiet- en tweeglimmergraniet;
- 4 Zandsteengroep, omvattende diverse soorten zandsteen, als bontzandsteen, Lias- en Rhätzandsteen, Schilfzandsteen en Muschelzandsteen;
- 5 Lydit/Radiolaritgroep, bestaande uit donkerblauwe tot zwarte of donkerbruine fijnkorrelige met witte kwartsadertjes doortrokken kiezelgesteenten;
- 6 Kalkoölietgroep, sterk afgeplatte tot bolronde kalkoölietgesteenten;
- 7 Porfiergroep, bestaande uit kristallijne gesteenten met fenokristen;
- 8 Restgroep, omvattende alle overige gesteenten.

De resultaten van de grindanalyses zijn, uitgedrukt in procenten, weergegeven in tabel 1. Het monsternummer in deze tabel correspondeert met het betreffende nummer op de overzichtskaart. De stratigrafische indeling is gebaseerd op het kwartsgehalte; in twijfelgevallen is bij de klassificatie van de morfologie uitgegaan.

Op grond van de aldus verkregen gegevens zijn de verschillende terrassen in 7 groepen (I t/m VII) ingedeeld.

Groep I. Deze groep omvat slechts één enkele terrasrest, die zich op grote afstand (ca 5 km) van de tegenwoordige rivier en op grote hoogte (330 m) bevindt. Hij kenmerkt zich door een hoog gehalte aan kwarts (75 resp. 84%) en wordt daarom tot de oudste, vermoedelijk nog tertiaire Moezelafzettingen gerekend. Dat het hier werkelijk om een Moezelgrind gaat, blijkt o.a. uit de vondst van enkele granietrolstenen in de overigens zeer dunne grindbestrooiing. De aanwezigheid van dit gesteente in deze oudste terrasresten bewijst, dat de Meurthe—Moezel reeds vanaf de vroegste tijden van haar bestaan de granietskern van de Vogezen aangesneden heeft.

Groep II. Na een erosieperiode vormt zich een nieuwe dalbodem (300 m niveau) waarop een tweede stratigrafische eenheid afgezet wordt. Ook dit materiaal wordt door hoge kwartsgehalten gekenmerkt (72 resp. 81%), die echter lager liggen dan bij de vorige groep, al is een vergelijking van deze enkele monsters nauwelijks toelaatbaar. Het hoge kwartsgehalte kenmerkt deze grinden eveneens als zeer oude, vermoedelijk Oud-Pleistocene Moezelaafzettingen. Ook in deze afzettingen komen hier en daar enkele granietrolstenen voor.

Groep III. De sedimenten van deze groep liggen, met uitzondering van het gebied van Ahn, waar een terrassenverbuiging aangenomen wordt, aanzienlijk lager dan die van de voorgaande. Het kwartsgehalte bedraagt gemiddeld 65 resp. 70%, hetgeen duidelijk lager is dan bij de vorige groep. Dienovereenkomstig moeten deze afzettingen jonger zijn.

De resultaten van de grindanalyses doen vermoeden, dat de terrasresten in de omgeving van Ahn op ca 300 m tot deze groep behoren, zodat hier een terrasverbuiging heeft plaats gehad. Het maximum der verbuiging bedraagt ongeveer 20–25 m en valt ongeveer samen met de as van de anticlinale van de Midden-Moezel.

Groep IV. De sedimenten van deze groep bevinden zich op lager niveau dan die van de vorige. Het gemiddelde kwartsgehalte bedraagt 58 resp. 65%, hetgeen lager is dan in de voorgaande groep. De afzettingen moeten uit een jongere periode dateren. Op enkele plaatsen (o.a. bij Ehn en Grevenmacher) werden zeer hoge kwartswaarden gevonden (72 resp. 82%), die niet door tektonische verschuivingen verklaard kunnen worden. De verklaring die Louis (1951) voor soortgelijke kwartsrijke afzettingen op geringe hoogten voorkomend in het zuidelijke Eifelgebied gegeven heeft, lijkt weinig aannemelijk. Louis neemt aan, dat het om primair afgezet materiaal gaat, waarbij hij een zeer diepe erosie in het Tertiair veronderstelt, met een daarop volgende enorme opvulling van de dalen, die aan het einde van het Tertiair voltooid was. De kwartsrijke afzettingen op geringe hoogten aangetroffen, zouden de resten van deze opvulling voorstellen. Waarschijnlijker is, dat het in ons geval om verplaatst, kwartsrijk, ouder grind gaat.

Groep V. De afzettingen van groep V liggen aanzienlijk lager dan die van groep IV, terwijl het gemiddelde kwartsgehalte 56 resp. 62% bedraagt, een waarde die slechts weinig lager is dan die der vorige groep. Morfologisch onderscheidt deze groep zich echter duidelijk van de hoger liggende „plateauterrassen” en is daarom jonger dan deze laatste. Het gehalte aan granietrolstenen in deze sedimenten is gering en bedraagt niet meer dan 1 of 2%.

Groep VI. De afzettingen van deze groep liggen weliswaar lager dan die der vorige, maar wat het kwartsgehalte betreft, bestaan er geen grote verschillen. Dit vindt zijn verklaring in het feit, dat beide terrassgroepen in vele gevallen geleidelijk in elkaar overgaan, zonder een duidelijke hellingknik. Het gemiddelde kwartsgehalte bedraagt 52 resp. 59%. Daarentegen zien we in deze groep een duidelijke toename van het gehalte aan graniet optreden (zie ook fig. 17). Deze toename hangt samen met de aantapping van de Moezel—Maas bij Toul.

Groep VII. Deze sedimenten liggen niet alleen duidelijk lager dan de vorige, maar ook het gemiddelde kwartsgehalte is aanzienlijk lager en bedraagt ca 38 resp. 40%. Daarnaast zien we het gehalte aan graniet sprongsgewijze toenemen (8 resp. 10%), terwijl porfier voor het eerst, zij het zwak in de afzettingen optreedt. Deze groep behoort tot de jongste der terrassedimenten.

De grindanalyses hebben aangetoond, dat het kwartsgehalte in de kleinere korrelgrootteklassen hoger is dan in de grotere, hetgeen in overeenstemming is met onderzoeken van ZEUNER (1933), VAN STRAATEN (1946) e.a. zie fig. 16. Verder is gebleken, dat de oudste, hoogst gelegen terrassen de hoogste kwartsgehalten bezitten en dat er een afname van dit gehalte met afnemende ouderdom der afzettingen optreedt. Tenslotte is duidelijk geworden, dat het kwartsgehalte binnen één bepaalde terrassgroep niet konstant is, maar een zekere spreiding te zien geeft, waarvoor behalve primaire ook andere oorzaken, als bemonstering van dunne grindbestrooiingen, aan te wijzen zijn.

HOOFDSTUK V

Aangezien de meeste terrassen nog slechts met een dunne grindlaag bedekt zijn, was het niet mogelijk de terrasafzettingen systematisch op zware mineralen te onderzoeken. Slechts op enkele daarvoor geschikte plaatsen van de terrassgroepen IV, V, VI en VII konden zandmonsters verzameld worden, die volgens de methode Edelman (1933) werden onderzocht (zie tabel 2).

De zanden van de oudere terrassgroepen IV en V bestaan hoofdzakelijk uit de doorlopers toermalijn-zirkoon-rutiel, die eveneens in de meeste oudere formaties (Devoon, Trias, Jura enz.) van deze gebieden worden aangetroffen (SINDOWSKI, 1949; AUTUN, 1953). Ook in de jongere terrassgroep VI overheerst deze mineraalassociatie, maar daarnaast treden voor het eerst granaat, Vogezen- en groene hoornblende naar voren, die in groep VII sterk vertegenwoordigd zijn. De plotselinge toename van deze mineralen houdt verband met de aantapping bij Toul, die bij het grind in een toename van het granietgehalte bij deze groep tot uitdrukking komt. Deze aantapping heeft op zijn vroegst tijdens de afzetting van de sedimenten van groep VI plaats gehad.

De vulkanische Eifel-associatie: augiet-titaniet-hoornblende is in het zand uit de huidige rivierbedding zwak merkbaar, treedt echter in sommige monsters van groep VII wat duidelijker naar voren. Enkele monsters van groep IV en VI bevatten eveneens sporen van deze associatie. Het is evenwel mogelijk, dat deze ondiepe monsters verontreinigd zijn met het vulkanische stof, dat de oudere terrassen bedekt.

HOOFDSTUK VI

De korrelgrootte-verdeling van de monsters die op zware mineralen werden onderzocht, wordt in dit hoofdstuk besproken. Uit de grafische voorstelling blijkt, dat dit terrasmateriaal uit een menging van de volgens DOEGLAS (1950) onderscheiden grove R- en fijne T-fracties bestaat, die o.a. langs de oevers van rivieren voorkomt, waar de stroomsnelheden van het water periodiek tot nul afnemen, zie fig. 18–20.

HOOFDSTUK VII

Dit hoofdstuk vermeldt de uit de literatuur bekende vindplaatsen van fossielen.

HOOFDSTUK VIII

In dit hoofdstuk wordt getracht de verschillende terrassgroepen te dateren en in het tijdschema van het Kwartair in te passen (zie tabel 4). Wat de jongere af-

zettingen betreft levert de datering in het algemeen geen grote moeilijkheden op, voor de oudere sedimenten kan de periode van ontstaan slechts onder voorbehoud gegeven worden.

De jongste langs de oevers van de huidige rivierbedding aangetroffen afzettingen dateren uit het Holoceen.

De sedimenten van terrasgroep VII tonen kenmerken van een vorming onder glaciële klimaatsomstandigheden (fossielen, hoekigheid van het grind e.d.). De groep vertegenwoordigt de laagterrasafzettingen, aan welke een würm-glaciële ouderdom wordt toegekend.

De terrasgroepen VI en V komen overeen met de beide treden van het midden-terras, dat, zoals gewoonlijk wordt aangenomen, een riss-glaciële ouderdom moet bezitten. De afzettingen van groep VI zouden dan in het Warthe-stadium, die van groep V in het Drenthe-stadium gevormd zijn. Bovengenoemde terrasgroepen zijn stroomafwaarts te vervolgen en vanaf Trier door KREMER (1954) eveneens aangetoond, waar er een analoge ouderdom aan wordt toegekend.

De datering van de overige terrasgroepen stuit op moeilijkheden, mede door het feit, dat zij niet alle duidelijk met de terrassen stroomafwaarts van Trier te paralleliseren zijn en ouderdomskriteria in Luxemburg ontbreken.

Men kan vermoeden, dat de afzettingen van groep IV (onderste hoofdterras) met de onderste trede van het door Kremer onderscheiden „Hauptterrasse” overeenkomt, die of aan het eind van de Mindelijstijd of in het Mindel-Riss-interglaciële ontstaan is. De sedimenten van groep III (bovenste hoofdterras) zouden overeen kunnen komen met Kremer's middelste „Hauptterrasse”, dat een mindel-glaciële ouderdom zou hebben.

De terrasgroep II, die stroomafwaarts wel goed te vervolgen is en daar als een typische periglaciële afzetting herkend is, zou in de oudste glaciële periode of Günzstijd ontstaan kunnen zijn, terwijl voor de afzetting van groep I een pliocene ouderdom verondersteld zou kunnen worden.

HOOFDSTUK IX

In dit hoofdstuk worden de dwars- en lengteprofielen der terrassen behandeld. Op verschillende plaatsen is het dal asymmetrisch van vorm, waarvoor meestal tektonische oorzaken zijn aan te wijzen. De tektonische verbrokkeling van het gebied komt in de dwarsprofielen duidelijk tot uiting, evenals de tegenstelling tussen de vorm van het dal in de synclinale van Wintrange en die in de anticlinale van de Midden-Moezel. De uit deze profielen verkregen gegevens werden in een schematisch dwarsprofiel samengevat, waaruit is af te leiden, dat gedurende het Pleistoceen zes perioden van dalbodenvorming met accumulatie zijn opgetreden, van elkaar gescheiden door perioden van meer of minder intensieve verticale erosie.

Uit de lengteprofielen blijkt, dat het „Höhenterrasse” op ca 300 m nagenoeg geen verval bezit. Dit terras ligt stroomafwaarts in het Schiefergebergte eveneens op dit niveau, wat er op wijst, dat het gebied onregelmatig opgeheven is. Er bestaan verder aanwijzingen voor een terrassenverbuiging in de omgeving van Ahn. Het bovenste „Hauptterrasse” is ter plaatse van de anticlinaal van de Midden-Moezel rond 20 m opgewelld. De lengteprofielen van de middenterrassen en het laagterras vertonen geen bijzondere afwijkingen.

Op verschillende plaatsen in het gebied moeten nog gedurende het Pleistoceen

sommige breuken of breuksystemen werkzaam geweest zijn. Zo moet de tektonische laagte westelijk van de Stromberg eerst na het Günzglaciële ontstaan zijn. De slenk tussen Wormeldange en Machtum is vermoedelijk sedert het Rissglaciële tektonisch afgezonden, terwijl de slenk van Wasserbillig nog tijdens het Würmglaciële enkele meters gedaald moet zijn.

HOOFDSTUK X

Op verschillende plaatsen in het onderzoekgebied komen geïsoleerde resten van lemige afzettingen voor, die duidelijk verschillen van de verweringsprodukten der Keuper- en Liasmergels. Op de geologische kaart worden deze lemen als tertiaire „Lehme der Hochflächen” (d'2) aangeduid. Volgens Lucius (1948) stelt dit materiaal de resten van fluviële afzettingen voor, die vanuit zeer vlakke dalen over grote gebieden werden gesedimenteerd.

Uit een onderzoek van korrelgrootte-verdeling en zware mineralen in een aantal monsters van deze leem is gebleken, dat het materiaal eolisch van oorsprong is en wat de grovere bestanddelen betreft bijna uitsluitend uit de Eifelmineralen: augiet-titaniet-basaltische hoornblende bestaat. Daarnaast is het mineraal bruine hoornblende sterk vertegenwoordigd. De „Lehme der Hochflächen” zijn althans in het onderzoekgebied, als plaatselijk zeer zuiver bewaard gebleven vulkanische stofafzettingen uit de Eifel te beschouwen.

Dat het materiaal vulkanisch stof zou zijn, dat afkomstig is van de eruptie uit het Laatglaciële (Alleröd), die het Laacher See deed ontstaan (STRAKA, 1952 en FRECHEN, 1951) is niet bewezen. Het materiaal bevat nl. zeer hoge waarden aan titaniet, welke door SINDOWSKI (1938) in de tufafzettingen van het Laacher See niet gevonden zijn. Ook het gehalte aan augiet verschilt duidelijk, terwijl bruine hoornblende door Sindowski in het geheel niet vermeld wordt.

Aangezien KREMER (1954) in de goed bewaarde terrasafzettingen van de Midden-Moezel vulkanische mineralen niet vroeger dan in het onderste middenterras heeft waargenomen, zou aangenomen kunnen worden, dat het materiaal is afgezet tijdens de vorming van de sedimenten van het onderste middenterras (Riss II of Warthe-Stadium). Volgens ZONNEVELD (1956) komen in de oudere terrassedimenten van de Beneden-Rijn geen of nagenoeg geen vulkanische mineralen voor. Deze laatste treden, samen met bruine hoornblende voor het eerst op in het bovenste middenterras (Mindel). Wanneer t.z.t. bewezen zou kunnen worden, dat de aanwezigheid van bruine hoornblende verband houdt met de eerste stadia der pleistocene erupties in de Eifel, zouden de vulkanische stofafzettingen in Luxemburg zelfs een mindel-glaciële ouderdom kunnen bezitten.

LITERATUR

- ANDEL, Tj. H. van (1950) — Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. Diss., Wageningen.
- — (1951) — Petrology of Durance river sands. Proc. of the third international congress of sedimentology, Groningen - Wageningen, Netherlands, pp. 43-56.
- ✓ AUTUN, P. (1953) — Les associations des minéraux denses du Mésozoïque Luxembourgeois. Ann. Soc. Géol. de Belg. 76, pp. 249-271.
- ✓ BAECKEROOT, G. (1929) — Sur l'existence de la Pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle. Ann. Soc. Géol. du Nord. 54, Lille.
- ✓ — — (1942) — Oesling et Gutland. Morphologie du Bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. Paris.
- ✓ — — (1943) — Problèmes de morphologie ardennaise et lorraine. Soc. de Géogr. de Lille.
- BAREN, F. A. van (1934) — Het voorkomen en de betekenis van kalihoudende mineralen in Nederlandse gronden. Diss., Wageningen.
- BERGER, F. (1931) — Diluviale Stratigraphie und Tektonik im Gebiete der oberen Neisse und der Steine. Jb. preuss. geol. Landesanst., 52, pp. 177-244.
- ✓ BORGSTÄETTE, O. (1910) — Die Kieselloolithschotter und Diluvialterrassen des unteren Moseltales. Diss., Giessen.
- BOURGUIGNON, P. (1953) — Associations minéralogiques des limons et argiles des Hautes Fagnes. Ann. Soc. Géol. de Belg. 77, pp. 39-60.
- BRELIE, G. von der und U. Rein (1956) — Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am linken Niederrhein. Geol. en Mijnb., 18, pp. 423-425.
- BRUEREN, J. W. R. (1945) — Het terrassenlandschap van Zuid-Limburg. Meded. Geol. Sticht. Serie C, VI, 1.
- BÜDEL, J. (1937) — Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mittel-Europas. Pet. Mitt. Erg. Heft. 229.
- — (1944) — Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundschau 34, pp. 482-519.
- CAILLEUX, A. (1945) — Distinction des galets marins et fluviatiles. Bull. Soc. Géol. France T. XV, pp. 375-404.
- — (1951) — Application de la morphoscopie des sables et galets à la paléoclimatologie. Vortrag auf d. Tagung d. Geol. Ver. Köln.
- — (1952) — Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläo-Klimatologie. Geol. Rundschau, 40, pp. 11-19.
- CAPOT-REY, R. (1938) — La structure et le relief, in „Géographie Lorraine”, publié sous les auspices de la Société Lorraine des études locales, Paris.
- CORRENS, C. W. (1949) — Einführung in die Mineralogie. Göttingen.
- DIETRICH, B. (1910) — Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. Naturh. Ver. Pr. Rheinl. u. Westf., 67, pp. 83-182.
- DOEGLAS, D. J. en W. C. Brezesinska Smithuysen (1941) — De interpretatie van de resultaten van korrelgrootte-analysen. Geol. en Mijnb., 3, pp. 273-296.
- DOEGLAS, D. J. (1950) — De interpretatie van korrelgrootte-analysen. Verh. Ned. Geol. Mijnb. Gen. XV, pp. 247-328.
- — (1952) — Afzettingsgesteenten. den Haag.
- DRYDEN, A. L. (1931) — Accuracy in percentage representation of heavy mineral frequencies. Proc. Nat. Ac. Sci., 17, pp. 233-238.

- EDELMAN, C. H. (1933) — Petrologische provincies in het Nederlandsche Kwartair. Diss., Amsterdam.
- — (1938) — Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932–1937. Geol. Rundschau, 29, Heft 3–5, pp. 223–266.
- FAVEJEE, J. Ch. L. (1951) — The origin of the „Wadden” mud. Med. Landb. Hogeschool, Wageningen, 51, 5, pp. 113–141.
- ✓ FERRANT, V. (1933) — Die fluvioglazialen Schotterterrassen des Moseltales auf Luxemburger Gebiet und ihre Stellung im System. Cahiers luxembourgeois.
- FIRBAS, F. (1953) — Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. Naturw., 40, pp. 54–55.
- FISCHER, G. und H. Udluft (1936) — Einheitliche Benennung der Sedimentgesteine nach den Vorschlägen des hierfür eingesetzten Ausschusses der Pr. Geol. Landesanstalt. Jb. preuss. geol. Landesanst., 56, pp. 517–538.
- ✓ FLOHN, H. (1937) — Beiträge zur Talgeschichte Luxemburgs. Auszug aus den Archiven des Grossherz. Inst. in Luxemburg, XV, pp. 81–87.
- FRECHEN, J. und H. Straka (1950) — Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifelmaare. Die Naturw., 37, pp. 184–185.
- FRECHEN, J. (1951) — Die Vulkane der Westeifel, in Mordziol: Die Vulkanischer Eifel. Wittlich.
- GRAUL, H. (1953) — Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. Geol. Bavaria, 19, pp. 266–280.
- ✓ GREBE, H. (1885) — Über die Verbreitung vulkanischen Sandes auf der Hochfläche zu beiden Seiten der Mosel. Jb. Pr. Geol. Landes A.
- GROSS, H. (1954) — Das Alleröd-Interstadial als Leithorizont der letzten Vereisung in Europa und Amerika. Eiszeitalter und Gegenwart, 4–5, pp. 189–209.
- ✓ GULLENTOPS, F. (1952) — Découverte en Ardenne de Minéraux d'origine volcanique de l'Eifel. Bull. de l'Ac. Roy. Belg. Cl. Sci., 5e série, 38, pp. 736–740.
- — (1954) — Contributions à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique. Mem. de l'Inst. géol. de l'Univ. de Louvain, 18, pp. 124–252.
- GURLITT, D. (1949) — Das Mittelrheintal. Formen und Gestalt. Forsch. z. D. Landesk., 46.
- ✓ HERMANS, W. F. (1955) — Description et genèse des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling. Diss., Amsterdam.
- HOOGHOUDT, S. B. (1948) — Enige resultaten van de bepaling der gehalten van gronden aan lutumsubfracties. Maandbl. Landbouwoorl., 5, pp. 355–357, 's Gravenhage.
- KRAUSEL, R. und H. Weyland. (1942) — Tertiäre und quartäre Pflanzenreste aus den vulkanischen Tuffen der Eifel. Abh. Senckenb. Naturf. Ges. Nr. 464, pp. 1–62, Frankfurt a. M.
- ✓ KREMER, E. (1954) — Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel, als Beitrag zur Quartärgeschichte. Diss., Bonn.
- KRUMBEIN, W. C. and F. N. J. Pettijohn. (1938) — Manual of Sedimentary Petrography. New York.
- KRUMBEIN, W. C. and L. L. Sloss. (1951) — Stratigraphy and Sedimentation. San Francisco.
- ✓ LEPPLA, A. (1910) — Das Diluvium der Mosel. Ein Gliederungsversuch. Jb. Pr. Geol. Land. Anstalt.
- LOUIS, H. (1951) — Tertiäre Verschüttung und Talepigenese im rheinischen Schiefergebirge. Verh. d. D. Geogr.-tags. Frankfurt.
- ✓ — — (1953) — Über die ältere Formenentwicklung im rheinischen Schiefergebirge, ins besondere im Moselgebiet. Regensburg.
- ✓ LUCIUS, M. (1946 a) — Entstehung und Entwicklung des Luxemburger Flusssystemes. Luxembourg.
- ✓ — — (1946 b) — Tektonik und Oberflächenformen des Gutlandes. Luxembourg.

- ✓ — — (1948) — Das Gutland. Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs, Band V. Luxembourg.
- ✓ — — (1951) — Übersicht über die Geologie Luxemburgs. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 103, pp. 178–208.
- LÜDWIG, G. und H. (1953) — Ein Vergleich zwischen Geröll- und Schwermineralanalysen des Porphyrkonglomerates im obersten Rotliegenden des östlichen Harzvorlandes. Geologie, 2, pp. 431–448.
- LÜTTIG, G. (1952) — Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. Geol. Jb., 70, pp. 43–125.
- MAARLEVELD, G. C. (1952) — Over enige grindtypen van oostelijke herkomst in Nederland. Geol. en Mijnb., 14, pp. 345–353.
- — (1956) — Grindhoudende Midden-Pleistocene Sedimenten. Diss., Utrecht.
- MADSEN, V. (1928) — Übersicht über die Geologie von Dänmark. Danmarks Geol. Undersøgelse, V, 4, pp. 93–95.
- MATHIAS, K. (1936) — Morphologie des Saartals zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. Bonn.
- MAXWELL, G. (1953) — Transport and rounding of large boulders in mountain streams. J. of Sed. Petrology, 23, 1, pp. 60–61.
- NIETSCH, H. (1940) — Pollenanalytische Untersuchung auf der Niederterrasse bei Köln. Z. Deutsch. Geol. Ges., 92, pp. 350–364.
- NIGGLI, P. (1935) — Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung. Schweiz. min. petr. Mitt., 15, pp. 31–38.
- — (1952) — Gesteine und Minerallagerstätten, 2, Basel.
- OOSTINGH, C. H. (1922) — Zur Kenntnis der Geschiebe südlicher Herkunft in Holland und den benachbarten Gegenden. Ber. d. Oberhessischen Ges. f. Natur- und Heilkunde zu Giessen, 8.
- PETTILJOHN, F. J. (1949) — Sedimentary Rocks. New York.
- POSER, H. und J. Hövermann (1952) — Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. Abh. d. Braunsch. Wiss. Ges., 4, pp. 12–36.
- QUITZOW, H. W. (1956) — Die Terrassengliederung im niederrheinischen Tieflande. Geol. en Mijnb., 18, Nr. 12, pp. 357–373.
- REICHRATH, J. J. (1937) — Beiträge zur Morphologie und Morphogenese des Flussgebietes der mittleren und unteren Saar. Decheniana, 96 A, pp. 3–282.
- RICHTER, K. (1952) — Morphometrische Gliederung von Terrassenschottern. Eiszeitalter und Gegenwart, 2.
- RIDDER, N. A. de, A. J. Wiggers en A. Dekker (1956) — De korrelgrootte-verdeling van de keileem en het proglaciale zand. Geol. en Mijnb., 18, pp. 287–312.
- RIDDER, N. A. de, J. H. van Voorthuysen, J. H. Beltman en J. A. van 't Leven (1957) — Agrohydrologische profielen van Zeeland. Een geologische en hydro-lithologische verkenning van de ondergrond van een estuarien gebied tot een diepte van maximaal 40 m. (Zur Presse)
- ✓ RIGO, M. (1935) — Étude des terrasses fluviales sur le versant sud de l'Ardenne. Ann. Soc. Géol. de Belg., 59, Mém. 1, pp. 1–30.
- RÜCKLIN, H. (1935) — Die Diluvialstratigraphie der mittleren Saar sowie allgemeine Bemerkungen zur Schotteranalyse. Decheniana, 91, pp. 1–98.
- SCHIEMENZ, S. (1950) — Schotteranalyse des Porphyrkonglomerats im obersten Rotliegenden des östlichen Harzvorlandes. Dipl. Arbeit. Halle.
- SCHMITTHENNER, H. (1925) — Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. Z. f. Geomorphologie, X, Bd. I.
- SINDOWSKI, K. H. (1938) Korngrößen- und Schwermineralverteilung in den Tuffen und Lössen des Laacher Seegebietes. Decheniana, 98 A, H. 1, Geol. Abt., pp. 55–70.

- (1940) — Grundsätzliches zur Schwermineralanalyse der diluvialen Rheinterrassen und Lösses des Mittel- und Niederrheingebietes. Zeitschr. d. D. Geol. Ges., 92, pp. 477-499.
- (1949) — Results and problems of heavy mineral analysis in Germany: A review of sedimentary-petrological papers, 1936-1948. J. of Sed. Petrology, 19, 1, pp. 3-25.
- STEENHUIS, J. F. (1937) — Bijdrage tot de kennis van het kwartsgehalte der grinthoudende zandlagen aan de oppervlakte en in den ondergrond van Nederland. Verh. Geol. Mijnb. Gen. Geol. Serie, 12, pp. 1-40.
- ✓ STEFFEN, M. (1951) — Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen. Publ. du Service géologique de Luxembourg, VIII, Luxembourg.
- STRAATEN, L. M. J. U. van (1946) — Grindonderzoek in Zuid-Limburg. Meded. Geol. Sticht. Ser. C, VI, Nr. 2.
- STRAKA, H. (1952) — Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. Bonn.
- SZADECZKY-KARDOSS, E. von (1932/1933) — Flussschotteranalyse und Abtragungsgebiet. Aus d. Mitt. d. berg- und hüttenmännischen Abt. a.d.kg. ung. Hochschule f. Berg- und Forstwesen z. Sopron, Ungarn, 4, pp. 1-38; 5, pp. 1-23.
- (1934) — Über Habitusverhältnisse mechanischer Sedimentkomponenten. Aus d. Mitt. d. berg- und hüttenmännischen Abt. a.d.kg. ung. Hochschule f. Berg- und Forstwesen z. Sopron, Ungarn, 4, pp. 253-284.
- TAVERNIER, R. en J. Laruelle (1952) — Bijdrage tot de Petrologie van de recente Afzettingen van het Ardennese Maasbekken. Natuurw. Tijdschr. 34, pp. 81-98, Gent.
- TESCH, P. (1908) — Der niederländische Boden und die Ablagerungen des Rheines und der Maas aus der jüngeren Tertiär- und der älteren Diluvialzeit. Diss., Delft.
- ✓ THEOBALD, N. (1932) — Le pays de Sierck. Bull. soc. d'hist. nat. de Moselle. 4e serie, 9, 33.
- THURM, N. (1938) — Quelques traits du relief des bords de la Moselle. Ges. lux. Naturfr. N.F. 32.
- VRIES, O. de (1942) — De granulaire samenstelling van Nederlandse grondsoorten. Versl. Landb. Onderz. 48 (11) A, pp. 565-709.
- WANDHOFF, E. (1914) — Die Moselterrassen von Zeltingen bis Cochem. Diss., Giessen.
- WIGGERS, A. J. (1955) — De wording van het Noord-oostpoldergebied. Diss., Amsterdam.
- WOLDSTEDT, P. (1952) — Probleme der Terrassenbildung. Eiszeitalter und Gegenwart, 2, pp. 36-44.
- ZEUNER, F. (1933) — Die Schotteranalyse. Geol. Rundschau, 24, pp. 65-104.
- ZING, T. (1935) — Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 15, pp. 39-140.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1946) — Beschouwingen naar aanleiding van de korrelgrootte der zware mineralen in zandige sedimenten. Geol. en Mijnb., 8, pp. 83-90, 93-105.
- (1947) — Het kwartaair van het Peelgebied en de naaste omgeving (een sediment-petrologische studie). Meded. Geol. Sticht. Serie C, VI, 3.
- (1949) — Zand-petrologische onderzoekingen in de terrassen van Zuid-Limburg. Meded. Geol. Sticht., 3, 1948-'49, pp. 103-123.
- (1953) — Over de herkomst van enkele mineralen uit Zuid-Limburgse terrassen. Natuurh. Maandblad, 42, 10, pp. 92-95.
- (1956) — Schwermineralgesellschaften in Niederrheinischen Terrassensedimenten. Geol. en Mijnb., 18, pp. 395-401.

