

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XV

**DIE PLATEAULEHME SÜD-LUXEMBURGS
UND IHRE BEDEUTUNG
FÜR DIE MORPHOGENETISCHE INTERPRETATION
DER LANDSCHAFT**

VON

Dr. Th. W. M. LEVELT

LUXEMBOURG 1965
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

DIE PLATEAULEHME SÜD-LUXEMBURGS
UND IHRE BEDEUTUNG
FÜR DIE MORPHOGENETISCHE INTERPRETATION
DER LANDSCHAFT

von

Dr. Th. W. M. LEVELT

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XV

**DIE PLATEAULEHME SÜD-LUXEMBURGS
UND IHRE BEDEUTUNG
FÜR DIE MORPHOGENETISCHE INTERPRETATION
DER LANDSCHAFT**

VON

Dr. Th. W. M. LEVELT

LUXEMBOURG 1965
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

VORWORT

Bei der Vollendung dieser Arbeit will ich gerne allen denen danken, die zu ihrem Zustandekommen beigetragen haben.

Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. J. P. Bakker, unter dessen belebender Leitung diese Abhandlung verfaßt wurde, schulde ich größten Dank. Nicht nur die Gespräche über morphologische Fragen, die er im Untersuchungsgebiet mit mir hatte, sondern auch seine kritischen Bemerkungen zu den Ergebnissen der Probeuntersuchung im «Fysisch Geografisch Laboratorium» der Universität Amsterdam waren für vorliegende Untersuchung besonders wertvoll. Die Atmosphäre herzlicher Zusammengehörigkeit und Zusammenarbeit im Amsterdamer Laboratorium unter der Leitung des Herrn Prof. Dr. J. P. Bakker wird mir immer unvergeßlich bleiben.

Besonders dankbar bin ich Frau Professor Dr. C. H. MacGillavry, die dazu bereit war, das Manuskript gänzlich durchzulesen. Dies weiß sich um so mehr zu schätzen, als sie, als Direktorin des «Laboratorium voor Kristallografie» der Amsterdamer Universität, mir die Erlaubnis erteilte, die Röntgenapparatur dieses Laboratoriums zu benutzen, so daß die Untersuchung der Tonmineralien, die später im «Fysisch Geografisch Laboratorium» fortgesetzt wurde, hier beginnen konnte. Für ihre wohlwollende Mitarbeit danke ich verbindlichst.

Herrn Prof. Dr. A. J. Pannekoek hat den genetischen und morphologischen Aspekten seine sehr geschätzte Aufmerksamkeit gewidmet und die Arbeit durch seine Bemerkungen über Fachausdrücke und heranzuziehende Literatur nicht unwesentlich gefördert. Auch ihm sei hier herzlich Dank gebracht.

Dank schulde ich ebenfalls Herrn Professor Dr. W. P. de Roever, der sich bereit erklärte, eine Anzahl Kapitel kritisch durchzulesen und der mir dann einige wertvolle Hinweise gab.

Herrn Dozenten Dr. H. J. Müller bin ich sehr vielen Dank schuldig für die bereitwillige Mitarbeit, die ich bei der unter seiner Leitung durchgeführten Probenuntersuchung im «Fysisch Geografisch Laboratorium» von ihm erfahren durfte. In kritischen Diskussionen nahm er immer regen Anteil an meiner Arbeit.

Diese Untersuchung wurde in enger Zusammenarbeit mit dem Luxemburger Geologischen Dienst verrichtet. Der Direktor weiland Herr Dr. M. Lucius und dessen Nachfolger Herr Dipl. Ing. Geol. J. Bintz haben mir immer mir Rat und Tat beigestanden.

Ich danke ihnen für ihre tatkräftige Mitarbeit, welche die Veröffentlichung dieser Dissertation ermöglicht hat.

Sehr erkenntlich bin ich Frau Dr. W. van Iterson, Direktorin des «Laboratorium voor Electronenmicroscopie» der Universität Amsterdam, die es mir möglich machte, von einem Tonpräparat Elektronenphotos zu machen.

Das Interesse, das Herr Dozent Dr. P. D. Jungerius der Entwicklung meiner Untersuchung entgegenbrachte, habe ich immer sehr geschätzt. Er war so liebenswürdig, mir Angaben über das Pettinger Lößprofil zur Verfügung zu stellen.

Meinen Kollegen im «Fysisch Geografisch Laboratorium», den Herren Drs. J. J. Wensink, Drs. F. J. P. M. Kwaad und Drs. P. A. Riezebos danke ich für die Freundschaft und die mannigfache Hilfe, die ich immer wieder bei ihnen finden durfte. Herrn J. Quakernaat verdanke ich einige Bemerkungen zur tonmineralogischen Untersuchung; Herr Drs. J. Wiersma bot mir seine Hilfe bei der Aufnahme der Elektronenphotos und Herr L. W. S. de Graaff verrichtete einige photographische Arbeiten.

Die ausführliche Laboratoriumuntersuchung wäre ohne die treue Mitarbeit der Laborantinnen des «Fysisch Geografisch Laboratorium» nicht möglich gewesen. Besonders Frau L. H. Mijne-van der Net und Fräulein W. Onrust möchte ich erwähnen, die mir bei der Schwermineralienuntersuchung sehr viel Hilfe geleistet haben, sowie Fräulein C. Schaëfer, die mir bei der Röntgenuntersuchung immer geholfen hat.

Die Mitarbeiter des «Laboratorium voor Kristallografie» haben mir wiederholt ihre Hilfe geboten. Ihnen allen, und besonders Herrn A. Kreuger, danke ich dafür sehr.

Die sehr gewissenhafte Weise, in der Herr Drs. M. de Leur den Text ins Deutsche übersetzte, hat das Druckreifmachen des Manuskripts wesentlich erleichtert.

Mein Dank gilt ebenfalls Frau Drs. M. A. H. J. Overmars-Schrijvers, die die Zusammenfassung ins Englische übersetzt und Dr. C. Bloomfield, der in liebenswürdiger Weise für das «finishing touch» dieser Zusammenfassung gesorgt hat.

Herrn J. Oosting sei Dank gebracht für die schnelle und sehr genaue Weise, in der er die Zeichenarbeiten für diese Abhandlung verrichtet hat.

Fräulein M. L. van Grieken hat in dankenswerter Weise die Schreibmaschinenarbeit und die Korrektur besorgt.

Der Luxemburgischen Regierung danke ich sehr für die so wertvollen Stipendien, welche die Geländeuntersuchungen ermöglichten.

Für die in Luxemburg gefundene Gastfreundschaft will ich besonders der Familie P. Tempels-Schütz meinen Dank aussprechen.

INHALT

Vorwort	7
Einleitung	Der Forschungsgegenstand	13
	Die geographische Begrenzung des Untersuchungsgebietes in Luxemburg	14
	Rezente Auffassungen über die Entstehung der tertiären Lehme in Luxemburg	14
	Die geologische und morphologische Situation im Gutland	17
I. Kapitel	Die Untersuchungsmethoden	19
	Die Untersuchungsmethoden im Gelände	19
	Die Profilgruppen	20
	Art und Weise der Profilbeschreibung	22
	Die Untersuchungsmethoden im Laboratorium	23
	Die Korngrößenanalyse	23
	Die Untersuchung der Schwermineralien	24
	Die Tonmineralienuntersuchung	27
	Die qualitative Röntgenanalyse	27
	Die quantitative Röntgenanalyse	28
II. Kapitel	Die Plateaulehme auf dem Korallenkalke	31
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 11-16	33
	Die Schwermineralien der Profile 11-16	40
	Die Tonmineralien der Profile 11-16	40
III. Kapitel	Die Plateaulehme auf dem Posidonienschiefer	45
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 21-26	48
	Die Schwermineralien der Profile 21-26	55
	Die Tonmineralien der Profile 21-26	60
IV. Kapitel	Die Plateaulehme auf den Spinatusschichten	67
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 31-33	69
	Die Schwermineralien der Profile 31-33	72
	Die Tonmineralien der Profile 31-33	74

V. Kapitel	Die Plateaulehme auf den Margaritatusschichten	77
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 41-46	80
	Die Schwerminerale der Profile 41-46.....	88
	Die Tonminerale der Profile 41-46	92
VI. Kapitel	Die Plateaulehme auf den fossilarmen Tonen	97
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 51 und 52	98
	Die Schwerminerale der Profile 51 und 52	98
	Die Tonminerale der Profile 51 und 52.....	102
VII. Kapitel	Die Plateaulehme auf den Arietenschichten	105
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 61 und 62	106
	Die Schwerminerale der Profile 61 und 62	109
	Die Tonminerale der Profile 61 und 62.....	111
VIII. Kapitel	Die Plateaulehme auf dem Luxemburger Sandstein	113
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 71-73	115
	Die Schwerminerale der Profile 71-73.....	122
	Die Tonminerale der Profile 71-73	123
IX. Kapitel	Die Plateaulehme auf den Pilonotenschichten	127
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 81 und 82	128
	Die Schwerminerale der Profile 81 und 82	133
	Die Tonminerale der Profile 81 und 82.....	135
X. Kapitel	Die Plateaulehme auf dem Hauptkeuper.....	137
	Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 91 und 92	138
	Die Schwerminerale der Profile 91 und 92	142
	Die Tonminerale der Profile 91 und 92.....	145
XI. Kapitel	Betrachtungen über die Entstehungsweise der Plateaulehme	149
	I. Plateaulehme als Verwitterungsprodukt in situ	149
	II. Plateaulehme mit teilweise sedimentärem Charakter	151
	A. Plateaulehme mit Flußsedimenten	151
	1. sandige Sedimente	152
	2. Schotterablagerungen	152
	B. Plateaulehme mit äolischen Sedimenten	153
	1. «normalem jungen Löß»	154
	2. äolischen Sanden	158
	3. niveo-äolischen Sedimenten	159
	C. Plateaulehme mit einer Kongelifuktions- bzw. Solifuktionsdecke	161

XII. Kapitel	Einige Bemerkungen in Zusammenhang mit dem Flußsystem im Gutland	163
	Das Flußsystem im allgemeinen	166
	I. Die Flüsse im Südwesten des Gutlands	166
	A. Das Flußsystem im Südwesten des Gutlands	166
	B. Die Tonmineralien in den heutigen Flußbetsedimenten im Südwesten des Gutlands	169
	II. Die Flüsse im Osten des Gutlands	171
	A. Das Flußsystem im Osten des Gutlands	171
	B. Die Tonmineralien in den heutigen Flußbetsedimenten im Osten des Gutlands	172
	Weitere Bemerkungen über die hydrographischen Verhältnisse des Gutlands ..	174
XIII. Kapitel	Betrachtungen über die Beziehung Rumpfflächen, Pedimente, Altiplanationsflächen und Schichtstufenlandschaften in Zusammenhang mit der Plateaulehmuntersuchung	179
	Eine allgemeine Einteilung der Formassoziationen im Gutland nach ihrer Höhenlage	181
	A. Die Formassoziationen über 360 m ü. NN	182
	B. Die Niveaus zwischen 320 und 360 m ü. NN	185
	C. Das 300 m-Niveau	187
	Einige Schlußbemerkungen über das Verhältnis zwischen Rumpfflächen, Pedimenten und Schichtstufenlandschaften	188
Beilage I	Die Ionenaustauschkapazität	191
Summary	193
Samenvatting	203
Literatur	213

EINLEITUNG

Der Forschungsgegenstand

Untersuchungsobjekt der vorliegenden Arbeit sind die in Luxemburg vorkommenden tertiären Bildungen. Sie sind von LUCIUS auf seiner Geologischen Karte Luxemburgs (1 : 25.000) in zwei Gruppen eingeteilt worden:

1. die alttertiären Bildungen; Bohnerzton mit Bohnerz (e);
2. die jungtertiären Ablagerungen (d'), welche bestehen aus Lehm, in dem Gerölle (d'¹), Rasenerzkonglomerationen (d'^x) und Tertiärquarzit (d'^y) auftreten können.

Von diesen manchmal als Plateaulehme angedeuteten Bildungen wurde der Profilaufbau und die morphologische Situation untersucht und die Korngrößenverteilung sowie die Ton- und Schwermineralienzusammensetzung festgestellt. Es wird hierdurch ein Beitrag zu der Bestimmung der Genese und des Alters der Plateaulehme geliefert.

Das hydrographische Gefüge und die Längsprofile der Flüsse des Gutlands wurden in Betracht gezogen.

Im Zusammenhang mit der Abfuhr des Plateaumaterials durch die Bäche und Flüsse wurde untersucht, ob eine Veränderung in der Zusammensetzung der Tonminerale während des Transports auftritt, besonders dort, wo der Fluß von einem plateaulehmreichen Gebiet in ein Gebiet ohne tertiäre Bildungen hinübergeht.

Die Geländearbeit wurde in den Sommern der Jahre 1958-1961 ausgeführt.

Die Ergebnisse, die bei der Untersuchung der Proben im «Fysisch Geografisch Laboratorium» der Universität Amsterdam gewonnen wurden, konnten u. a. mit den Analysenergebnissen vieler dort zusammengetragenen Proben aus anderen Teilen Europas verglichen werden. Ein Teil dieser Analysen wurde in einer Sonderpublikation (BAKKER und LEVELT, 1964) verarbeitet. Die Untersuchung der Plateaulehme und des Flußsystems geben schließlich die Möglichkeit, eine Gliederung in der morphologischen Entwicklung der Schichtstufenlandschaft in Süd-Luxemburg anzubringen.

Die geographische Begrenzung des Untersuchungsgebietes in Luxemburg

Die tertiären Lehme findet man in Luxemburg im ganzen Gutland, dem südlichen Teil Luxemburgs, wo sie dem Keuper, dem Lias und dem Dogger auflagern. Besonders im Südwesten vom Gutland haben die Lehme eine bedeutende Verbreitung. Das Untersuchungsgebiet liegt hauptsächlich im Südwesten Luxemburgs, südlich der Attert und westlich des Meridians über die Stadt Luxemburg. Einige Lehme im östlichen Teil des Gutlands wurden aber in der Untersuchung miteinbezogen.

Die Prüfung der mineralogischen Zusammensetzung der Tone der heutigen Flußbettablagerungen wurde an allen Flüssen des Gutlands systematisch durchgeführt.

Rezente Auffassungen über die Entstehung der tertiären Lehme in Luxemburg

Wie schon bemerkt wurde, unterscheidet LUCIUS im luxemburgischen Tertiär:

1. alttertiäre Bildungen; Bohnerzton mit Bohnerz.
2. jungtertiäre Ablagerungen; Lehm mit oder ohne Rasenerzkonglomerationen, Tertiärquarzit und Gerölle.

ad 1. LUCIUS (1948) hat eine ausführlichere Beschreibung der aus Bohnerzton (Bolos) bestehenden alttertiären Bildungen gegeben, die hier in kurzer Zusammenfassung folgt: der Bolus kommt in Luxemburg vor als Ausläufer des großen lotharingischen Verbreitungsgebietes und ruht ausschließlich auf dem Korallenkalk des Doggers (do^{m4}), von dem er ein Verwitterungsprodukt ist. Ein verkarstetes und verkarstes Kalkplateau wurde von diesem Lehm überdeckt. Zuzufolge der späteren Erosion ist der Bolus fast überall verschwunden. Nur hier und da ist in Spalten im Korallenkalk etwas erhalten geblieben.

Der Lehm führt Bohnerz: d. h. Eisenkonglomerationen mit grob konzentrisch-schaligem Aufbau, die Erbs- bis Walnuß-groß sind. Größere Konglomerationen sind oft aus einer Anzahl kleinerer Kernen aufgebaut worden. Die Farbe ist braun bis schwarz, der Phosphatgehalt ist niedrig (0,2-0,5%). Wo Kieselsäure als Bindemittel vorkommt, ist das Bohnerz gelb bis braunschwarz, platt und lamelliert.

Analog mit dem Bohnerz, der im Elsaß, in Württemberg und in der Schweiz vorkommt, nimmt LUCIUS auch für das luxemburgische Bohnerz ein mittel- und obereozänes Alter an. Der Entstehung und der chemischen Zusammensetzung nach, würde der Bolus den bauxitischen und lateritischen Verwitterungsrest des Korallenkalkes (do^{m4}) darstellen. Nach der Meinung von LUCIUS würde die lateritische Verwitterung in einem tropischen Klima während einer langen eozänen Festlandsperiode stattgefunden haben. LUCIUS nimmt weiter an, daß die Bohnerzbildung nicht gleichzeitig mit der Verwitterung des Korallenkalkes verlief, sondern daß die Verwitterungsprodukte zuerst umgelagert und daß Sand und Lehm beigemischt wurden. In einer zweiten Phase wurde das im Boden vorhandene Eisenhydroxyd durch Kohlensäurehaltiges Grundwasser in einem reduzierenden Milieu aufgelöst. Das Eisen setzte sich wieder ab, wo das Grundwasser mit Sauerstoff zusammentraf. In tonreichem Lehm, wo die Wasserdurchlässigkeit praktisch nihil ist,

fehlen die Bohnerzkonkretionen oder sind sie sehr klein. Auf der Grenze der sandigen Tone und Lehme fiel das meiste Eisen wieder aus. In den tonigen Sanden wurden dabei naturgemäß viele Quarzkörner in den Konkretionskernen eingeschlossen. Später konnten diese konkretionsreichen Lehme wieder umgelagert werden, wobei der Bohnerz abgerundet wurde. Tierformen pleistozänen Alters, die im Bolus gefunden wurden, weisen auf eine quartäre Umlagerung hin.

ad 2. Die jungtertiären Lehme mit oder ohne Rasenerz und Tertiärquarzit trifft man in primärer Lagerstätte auf den Hochebenen oberhalb des heutigen Talsystems an. Man kann diesen Lehm bis weit über die luxemburgischen Grenzen hinaus verfolgen; im Osten z. B. bis an die Saar. Allerdings sind die Eisenkonkretionen nicht so weit verbreitet. Der Rasenerz wird immer von dem Tertiärquarzit begleitet. Der gelbe Lehm ist mehr oder weniger sandig. Manchmal sind sogar sandige Linsen eingeschaltet, die von dem unterliegenden Lias durch eine Schicht von fettigem, gelblichem bis weißem Ton abgetrennt sind.

Der Tertiärquarzit hat einen knolligen und feinkörnigen Bau. Gelegentlich sind kleine Gerölle eingeschaltet. Auch kann man Hohlräume beobachten und sind Brauneisenkörner eingeschlossen. Auf primärer Lagerstätte hat der Tertiärquarzit eine glatte Oberfläche mit Wüstenlack.

Ein einziges Mal wurde im Quarzit Helix gefunden. Die Rasenerzkonkretionen sind braun bis schwarz. Sie sind oft aus konzentrischen Schalen aufgebaut und enthalten vielfach Quarzkörner. Die Oberfläche ist meistens firnissglänzend. Der Phosphatgehalt ist hoch (0,5-3,3%). Es gibt alle Übergänge von Eisenkonkretion über den eisenschüssigen Quarzit zum reinen Quarzit.

Über das Alter der Lehm- und Eisenkonkretionen sagt LUCIUS folgendes: Der Lehm liegt auf einer vor-miozänen Einebnungsfläche und greift über verschiedene Liasschichten hin. Das heutige Flußsystem ist in diesem Lehm entstanden, woraus hervorgeht, daß die Rasenerz-Quarzitformation älter ist als das Pliozän, in dem die Hebung des Öslings und des Gutlands stattfand. Die Formation ist jedoch jünger als der mittel- und obereozäne Bohnerz. Französische Forscher nehmen als Alter der pierre de Stonne Aquitan an (BAECKEROOT, 1929). (Ein jüngeres Alter eines Teiles der Quarzite ist aber nicht ausgeschlossen; BAKKER und LEVELT, 1964). GREBE (1882) stellt, daß der Quarzit dem Braunkohlquarzit der Eifel gleich ist, der ein untermiozänes Alter hat. Aus obengenannten Gründen schreibt LUCIUS dem Lehm mit Rasenerz und Tertiärquarzit ein untermiozänes Alter zu. Während des Untermiozäns waren die Lias- und Unterdoggergesteine einer intensiven Verwitterung ausgesetzt. Da sich das Gebiet in einem Fastebenenstadium befand, wären nach LUCIUS die Verwitterungsprodukte nicht durch die Flüsse abgeführt worden, sondern kämen in Seen und Sümpfen zur Ablagerung, während sich nachher das Eisen zu Raseneisenerz konzentrierte; Sand wurde zu Quarzit verkittet. Nach der pliozänen Hebung wurde viel von diesem Lehm abgeführt. Demzufolge findet man diesen Lehm mit Rasenerz und Tertiärquarzit in sekundärer Lage auf Terrassen und in dem Alluvium der Flußtäler.

LUCIUS unterscheidet noch eine andere Gruppe jungtertiärer Lehme: Lehmige Bildungen (d^{2}) sowie Kies und Geröllablagerungen (d^{1}) der Hochflächen. Diese Lehme

sind älter als das heutige Talsystem und müssen daher, nach LUCIUS, wohl tertiär sein. Der meiste Lehm ist geröllfrei, besonders da, wo er ohne weiteres auf Keuper, Lias oder Dogger liegt. Zum Ösling hin wird der Lehm sandiger und enthält viele Quarzrollsteine. Da der Trias, auf dem dieser Lehm jetzt liegt, anfangs durch jüngere mesozoische Sedimente bedeckt wurde, muß vor der Bildung des Hochflächenlehms Talbildung stattgefunden haben. Der Hochflächenlehm ist in einer Landschaft mit wenig Relief abgelagert worden. Der Kies und die Geröllablagerungen sind jünger als die Rasenerz-Quarzitformation; vielleicht auch jünger als die Lehmbildung selber. Die Gerölle gehören zur Trogregion des heutigen Flußsystems.

Soweit LUCIUS' Deutung.

DE RIDDER (1957) hat in seiner Abhandlung über die Moselterrassen auf luxemburgischen Gebiet auch den jungtertiären Hochflächenlehmen (d²) seine Aufmerksamkeit gewidmet. Hierüber sagt er:

Diese Lehme unterscheiden sich deutlich von den Verwitterungsprodukten des Keuper- und Liasmergels. In seiner Beschaffenheit erinnert das Material beim ersten Anblick an Löß. Obwohl sich beim Vergleich herausstellt, daß die Hochflächenbildungen z. B. 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 nach DE RIDDER hervor aus dem Sand-Silt-Rohton-Verhältnis (>50 Mikron, 50-2 Mikron und <2 Mikron), welche er mit einigen südlimburgischen Lößproben nach Daten von DE VRIES (1942) verglich.

Die Zusammensetzung der Schwermineralien wies, nach DE RIDDER, neben brauner Hornblende eine große Menge vulkanischer Mineralien der Eifelassoziaton (basaltische Hornblende, Augit und Titanit) auf, welche Assoziaton von SINDOWSKI (1938) in den vulkanischen Tuffen des Laacher Sees festgestellt wurde.

Die Untersuchung der Korngrößenverteilung und der Schwermineralien zeige, daß der Lehm äolischer Herkunft sei und was die groberen Bestandteile anbelangt fast ausschließlich aus vulkanischen Eifelmineralien bestehe. DE RIDDER betrachtet die Hochflächenlehme, wenigstens in seinem Untersuchungsgebiet, als örtlich sehr rein erhaltene Ablagerungen von vulkanischem Staub aus der Eifel.

Bei der Untersuchung der luxemburgischen Moselterrassen findet DE RIDDER Spuren der vulkanischen Assoziaton in der unteren Mittelterrasse und in den jüngeren Terrassen. Dies veranlaßt ihn zu der vorläufigen Annahme daß die vulkanische Aktivität, welche die Ablagerung der Staubschichten im Untersuchungsgebiet verursachte, während der Aufschotterung der unteren Mittelterrasse erfolgt ist (d. h. im Riß II oder Warthe-Abschnitt) und deshalb pleistozänen Alters ist. Auf diesen Gründen ficht DE RIDDER die Auffassung LUCIUS', als hätten die jungtertiären Hochflächenlehme fluviatiler Bildung ein tertiäres Alter, an.

Wohl mit Recht haben JUNGERIUS (1958) und LUCIUS (1961) die Auffassungen DE RIDDERS abgelehnt. Dennoch erheben sich viele Fragen, u. a. in Hinblick auf die zeitlichen und paläoklimatischen Beziehungen zwischen Plateaulehm- und Quarzitbildung.

Auf Grund einer vergleichenden Untersuchung haben BAKKER und LEVELT (1964) darauf hingewiesen, daß es in West- und Mitteleuropa allein schon im Miozän wenigstens drei Perioden der Quarzitbildung an den Oberflächen von Kalken und Mergeln gegeben hat (im Spätaquitän; im Torton und im Sarmat). Das heißt, daß es auch für das Gutland von vornherein keineswegs so sicher ist, daß die Quarzite dort die Überreste von nur einer Periode mit SiO_2 -Krustenbildung sind. Zweifellos sind die Quarzite des Gutlands teilweise umgelagert. Keineswegs ist es aber sicher, daß das umgelagerte Material nur einer der Quarzitkrusten entstammen würde.

Die geologische und morphologische Situation im Gutland

Die in diesem Studium untersuchten Plateaulehne liegen alle auf mesozoischem Gestein. Die Schichten neigen sich schwach zum SW und da sie petrographische Unterschiede aufweisen, konnte sich im Gutland u. a. eine Schichtstufenlandschaft entwickeln.

Es mögen hier einige Einzelheiten folgen über die Höhe der Schichtstufen und die dazwischen gelegenen niederen Teile im Westen Luxemburgs, geordnet von Norden nach Süden (vgl. Abb. 1);

Die flache Keuperlandschaft südlich der Attert liegt etwa 270 bis 315 m ü. NN. Die Luxemburger Sandstein(li^2)-Schichtstufe steigt südlich von Hovelange von 280 m bis 390 m an. Östlich von Saeul liegt diese Schichtstufe zwischen 290-375 m und westlich von Reckange lès Mersch zwischen 275-390 m ü. NN.

Die Hochfläche auf Luxemburger Sandstein (li^2), Arietenschichten (li^3), Fossilarme Tone (li^4), Davoeikalk (lm^1) neigt sich von 390 m im Norden nach 300 m ü. NN. im Süden.

Die Schichtstufe der Spinatusschichten (lm^3) steigt nördlich von Garnich von 320 m bis 390 m ü. NN, südlich von Kahler von 320 m bis 389 m, und östlich von Dippach von 300 m bis 380 m ü. NN.

Die durch Spinatusschichten (lm^3) und Posidonienschiefer (lo^{1-2}) gebildete Hochfläche senkt sich von 390 m auf 290 m.

Die Schichtstufe des Aaleniens (do^4) und des Bajociens (do^m) liegt nördlich von Differdange in einer Höhe von 290-422 m ü. NN, nördlich Redange in einer Höhe von 300-415 m und bei Esch/Alzette in einer Höhe von 290-410 m ü. NN.

Das Plateau auf dem Korallenkalk und dem detritogenen Kalke (do^{m4}) (Plateau von Briey) liegt zwischen 405 und 435 m ü. NN.

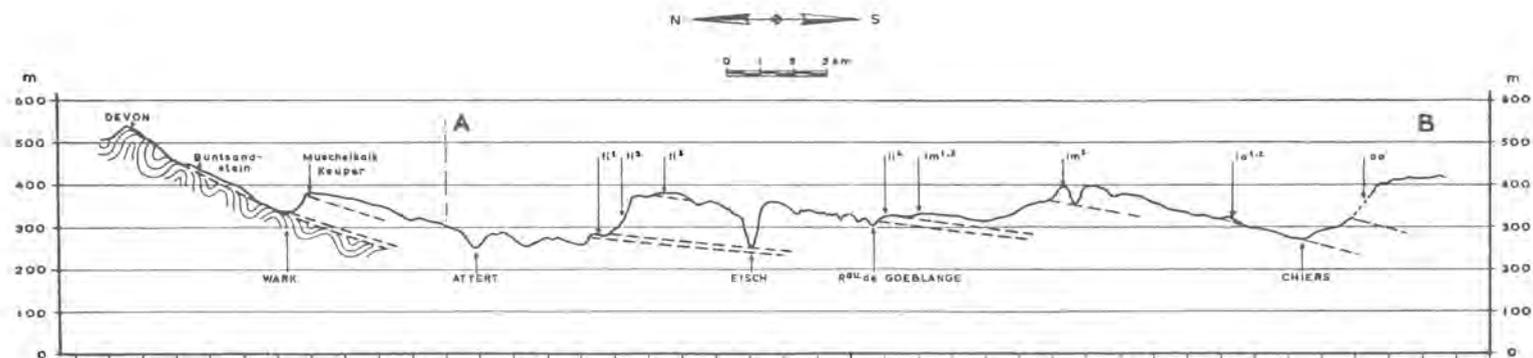


Abb. 1 Querprofil A-B durch das westliche Gutland; vgl. Karte 1. Die Buchstabenerklärung wird in der Einleitung gegeben.

Profile A-B through the western part of South Luxembourg. See also Karte 1.

I. KAPITEL

DIE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Eine Untersuchung nach alten Verwitterungsprodukten in den west-europäischen Mittelgebirgen wurde unter anderen von von FREIJBERG (1926), HARRASSOWITZ (1930), PFEFFER (1938), BIRZER (1939), MÜCKENHAUSEN (1951), SCHNITZER (1956), BRUNNACKER (1959), BAKKER (1960), ELHAI (1963) und BAKKER und LEVELT (1964) angestellt.

Zum Teil handelte es sich hier um Studien von Bodenwissenschaftlern, zum Teil waren es Geologen, die alten präpleistozänen Verwitterungserscheinungen gegenübergestellt wurden. Manche Forscher, unter denen BIRZER, haben das Vorkommen dieser fossilen Verwitterung in ihre Betrachtungen über die Landschaftsentwicklung eingepaßt. In der vorliegenden Untersuchung stehen die alten Verwitterungserscheinungen im Mittelpunkt. Durch eine nähere Analyse ihres Charakters und ihrer Verbreitung wurde u. a. ein genauerer Einblick in die morphologische Entwicklung und deren Hineinpassung in die Zeit der luxemburgischen Schichtstufenlandschaft ermöglicht.

Während in den älteren Untersuchungen die Korngrößen- und die chemische Analyse (HARRASSOWITZ) der Proben angewandt wurden, hat sich in der vorliegenden Arbeit neben der Korngrößenbestimmung und der Schwermineralienuntersuchung die Röntgenanalyse der Tonfraktion der Proben als eine wertvolle Technik bewährt.

Es wird jetzt in Kürze die Art und Weise, wie die Untersuchung im Gelände wie im Labor vorgenommen wurde, dargestellt.

DIE UNTERSUCHUNGSMETHODEN IM GELÄNDE

Auf LUCIUS' Geologischer Karte 1 : 25.000 sieht man, daß die Plateaulehme eine nicht geschlossene Decke auf verschiedenen Muttergesteinen bilden. Dem Zusammenhang der Plateaulehme mit dem unterliegenden Gestein wurde eine besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Dazu wurden bei fast jedem Plateaulehmflecken mittels eines regelmäßigen Netzes von Bohrungen repräsentative Profile gesucht. Als Bohrgerät benutzte ich dabei die in den Niederlanden konstruierte sogenannte «Spitzmause», mit der bis zu einer Tiefe von 5 m gebohrt werden konnte. Meistens stößt man schon innerhalb dieser Grenze auf hartes unverwittertes oder schwach verwittertes Muttergestein. Viele Bohrungen reichen denn auch nicht tiefer als 2 oder 3 m. Insgesamt handelt es sich um zirka 1100 Bohrungen.

Hatte man auf diese Weise für einen bestimmten Plateaulehm das repräsentativste Profil gefunden, so wurde dort, wo das möglich war, ein Profilloch gegraben. So konnte die Profilbeschreibung und das Sammeln der Proben mit größter Genauigkeit vorgenommen werden. Die 75 Profillöcher waren höchstens 2 m tief. Tiefere Profile wurden mit der «Spitzmause» bemustert.

Um genügend Material für Laboratoriumsuntersuchungen zu gewinnen, mußte man Bohrkern von ziemlich großer Länge (etwa 20 cm) nehmen. Selbstverständlich war es bei dieser Methode nicht möglich, undeutliche allmähliche Profiländerungen innerhalb dieses Trajektes von 20 cm festzustellen.

Eine andere Ungenauigkeit entsteht dadurch, daß der Bohrer beim Aufziehen ein wenig Material aus der Wand des Bohrloches aufnehmen kann. Diese Fehlerquelle kann aber größtenteils beseitigt werden, indem man nur den zentralen Teil des Bohrkernes als Probe nimmt.

Die Profilgruppen

Die Profile, welche auf einem und demselben Gestein aufgenommen werden, bilden eine Gruppe. Die regionale Gruppenfolge vollzieht sich von S nach N, stratigraphisch von jüngerer nach älterer mesozoischer Unterlage, topographisch von hoch nach niedrig. Zwei Gründe gaben den Anlaß zu der Wahl dieser Folge und zwar ein theoretischer und ein praktischer. Rein theoretisch würde man auf dem höchsten Plateau (Dogger) die ältesten Verwitterungsdecken erwarten können und deswegen ist es vorzuziehen, die Plateaulehme von alt nach jung zu behandeln. Praktischen Wert hat die Beschreibung in der Reihenfolge von topographisch hoch nach niedrig, weil Material, das durch Transport in ein niedrigeres Niveau abgelagert wurde, auf den Aufbau der in diesem Niveau schon vorhandenen Profile Einfluß hat. Außerdem hat diese Reihenfolge der Beschreibung der Profile den Vorteil, daß man immer auf die schon besprochenen Merkmale der Profile hinweisen kann.

Zwecks einer übersichtlichen Numerierung der Profile, werden sie durch zweistellige Zahlen angedeutet; der Zehner deutet jeweils auf die Gruppennummer in Beziehung zum unterliegenden mesozoischen Gestein hin. So sind z. B. die der Gruppe 1 (Lehme auf dem Dogger) als 11, 12, 13, usw., angegeben worden und die der Gruppe 2 (Lehme auf dem Oberen Lias) als 21, 22, usw. numeriert (vgl. Tabelle 1). Mit Hilfe dieser Nummern ist auf der Karte 1 die Lage der betreffenden Profile zurückzufinden. In Tabelle 1 sind die 9 Muttergesteine angegeben auf den Plateaulehme untersucht wurden. Die für ihre Bezeichnung benutzten Symbole sind Lucrus' Geologischer Karte Luxemburgs 1: 25.000 entnommen.

Bei der näheren Unterscheidung der Plateaulehme gibt Lucrus ebenfalls eine Anzahl Symbole. Damit man die Fundstätten auf der Geologischen Karte um so leichter wiederfindet, werden sie bei der Profilbeschreibung erwähnt und in Tabelle 2 verzeichnet. Das bedeutet nicht, daß ich mit den in diesen Symbolen enthaltenen Datierungen immer einverstanden bin.

Profile	
	MITTLERER DOGGER
11-16	do ^{m4} Korallenkalk
	OBERER LIAS
21-26	lo ⁴⁻² Posidonienschiefer
	MITTLERER LIAS
31-33	lm ³ Spinatusschichten
41-46	lm ² Margaritatusschichten
	UNTERER LIAS
51-52	li ⁴ Fossilarme Tone
61-62	li ³ Arietenschichten
71-73	li ² Luxemburger Sandstein
81-82	li ¹ Psilonotenschichten
	HAUPTKEUPER
91	km ³ Steinmergelkeuper
92	km ²⁸ Schilfsandstein

Tabelle 1 Die Muttergesteine auf denen Plateaulehme untersucht worden sind; ihre Symbole und die Numerierung der einschlägigen Profile.
The Mesozoic rocks whereupon plateauloams were studied; their symbols and the numbers of the relevant profiles.

	JUNGTERTIÄRE ABLAGERUNGEN
d ¹	Höhenlehme mit Geröllen
d ²	Lehme der Hochflächen
d ^{3x}	Rasenerzkongregationen in sandig-tonigem Lehm
d ^{3y}	Lehme mit Quarzitknollen, sog. «Tertiärquarzit»
	ALTERTIÄRE BILDUNGEN
e	Bohnerzton mit Bohnerz

Tabelle 2 Lucrus' Symbole für die tertiären Bildungen und Ablagerungen.
LUCRUS subdivision of the Tertiary in Luxemburg.

Die dieser Abhandlung beigelegte Karte «Die Verbreitung der Plateaulchme SW Luxemburgs und ihre geologische Unterlage» 1 : 50,000 dient zur Orientierung des Lesers. Es wurde dazu die Geologie von LUCIUS' Karte 1 : 25.000 übernommen. Mit der Datierung von LUCIUS' «tertiären Bildungen und Ablagerungen» bin ich jedoch nicht immer einverstanden.

Art und Weise der Profilbeschreibung

Bei der Profilbeschreibung im Gelände wurden besonders die Korngröße, die Farbe, das Vorkommen und die Größe von Eisenkonkretionen, das Vorkommen von Geröllen und Tertiärquarzit, der Gehalt an CaCO₃ somit etwaiger Solifluktuationsprozessen und kryoturbate Erscheinungen betrachtet.

Die Nomenklatur, welche bei der Profilbeschreibung zur Charakterisierung der Art des Materials in den verschiedenen Bodenzonen gebraucht wurde, ist dem Soil Survey Manual (1951) entnommen. Tabelle 3 zeigt wie der Name durch das Verhältnis der Gewichtsprozentsätze der Korngrößenintervallen 0-2 Mikron (Ton), 2-50 Mikron (Mehlsand) und 50-2000 Mikron (Sand) bedingt ist.

Bodenart	Sand 50-2000 Mikron	Mehlsand 2-50 Mikron	Ton 0-2 Mikron	Mehlsand und Ton
Sand	>85			M+1½T <15
Lehmiger Sand	<85-90			M+1½T >15
Sandiger Lehm	>70-85 >52 43-52	<50	<20 < 7	M+2T <30 M+2T >30
Lehm	<52	28-50	7-27	
Mehlsandiger Lehm		>50 50-80	12-27 <12	
Mehlsand		>80	<12	
Sandig-toniger Lehm	>45	<28	20-35	
Toniger Lehm	20-45		27-40	
Mehlsandig-toniger Lehm	<20		27-40	
Sandiger Ton	>45		>35	
Mehlsandiger Ton		>40	>40	
Ton	<45	<40	>40	

Tabelle 3 Die Einteilung der Bodenarten (Soil Survey Manual, 1951).
The textural class names and their definitions.

Die Farbe der Proben wurde festgestellt an Hand der Munsell Soil Color Charts und zwar für den geländefeuchten Zustand.

Das Kalkvorkommen wurde im Gelände kontrolliert; der genaue Prozentsatz wurde im Laboratorium ermittelt.

DIE UNTERSUCHUNGSMETHODEN IM LABORATORIUM

Die Korngrößenanalyse

Die Korngrößenverteilung der Proben wurde für den Bereich von 0-2 mm, der in 16 Fraktionen aufgliedert ist, bestimmt. Die 5 Fraktionen zwischen 0 und 32 Mikron wurden nach einem Sedimentationsverfahren, unter Verwendung der Robinsonpipette, ermittelt. Die übrigen Fraktionen wurden durch Siebe voneinander getrennt. Eine Beschreibung der benutzten Methode findet man bei JUNGERIUS (1958).

Bei eisenreichen Proben erfordert die Beurteilung der Korngrößenverteilung eine gewisse Vorsicht. Es kann nämlich passieren, daß Partikeln grober als z. B. 50 Mikron gar nicht aus Einzelkörnern, sondern aus durch Eisen verkitteten kleineren Körnern bestehen, deren Eisen während der normalen Laboratoriumbehandlung nicht aufgelöst wird. Ein Beispiel hierfür ist die Korngrößenverteilung der eisenhaltigen Probe 371 aus

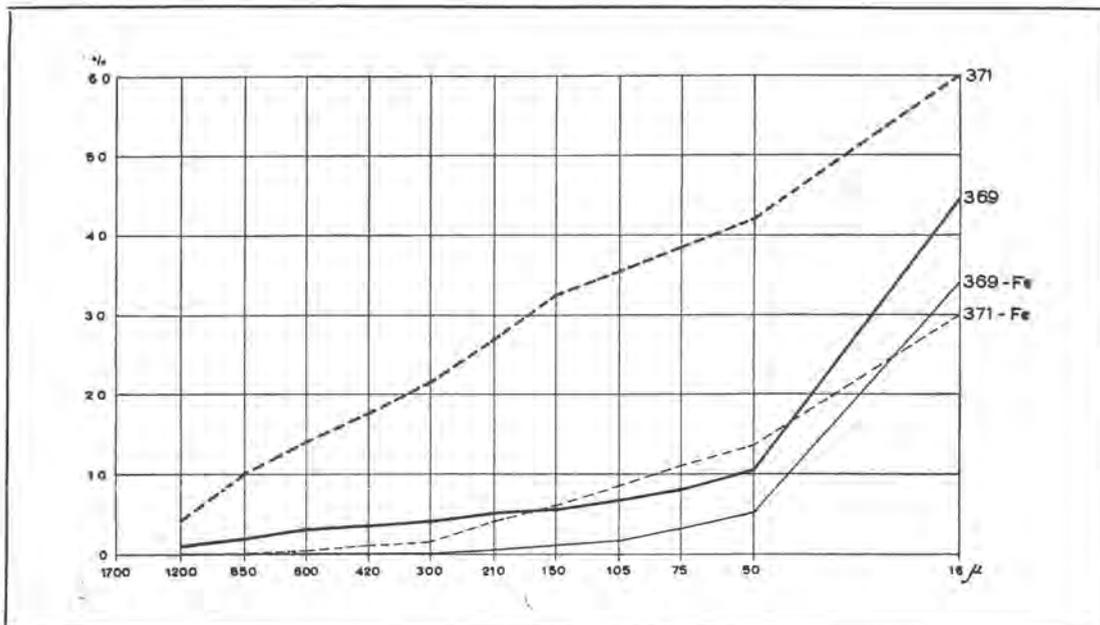


Abb. 1a Die Korngrößenverteilung der Proben 369 und 371 im Profil 41 bei einer Normalanalyse und nach 15 Minuten Kochen mit konzentrierter Salzsäure.
Size frequency distribution of two samples of profile 41 respectively after standard analysis and after boiling with concentrated hydrochloric acid for 15 minutes.

der Basis des Profils 41 auf den Margaritatusschichten. In der Abb. 1a ist, mit als Ausgangspunkt 20 Gramm Boden, für das Intervall 16-1700 Mikron die Sommationskurve der Probe 371 nach der normalen Korngrößenanalyse, sowie auch die Korngrößenverteilung des Materials, nachdem das Eisen durch Kochen mit konzentrierter Salzsäure ganz aufgelöst wurde, gezeichnet. Letztere Kurve zeigt sehr viel Ähnlichkeit mit der Sommationskurve der Probe 369 aus einer höheren Zone des Verwitterungsprofils 41. Die Probe 369 ändert sich nur noch wenig in Aufbau durch die Sonderbehandlung mit HCl: durch die natürliche Verwitterung ist der Großteil des Eisens schon aufgelöst. Dieses Beispiel zeigt, daß Proben, welche der Korngröße nach ziemlich verschieden sind, genetisch stark verwandt sein können. Während der Korngrößenanalyse im Laboratorium wurde immer der Charakter der Teilchen in den groberen Fraktionen beachtet.

Die Untersuchung der Schwerminerale

Die manchmal beträchtliche Dicke der Plateaulehme (2-5 m) welche in keinem Verhältnis zu der Tiefe steht, die die rezente Bodenverwitterung zeigt (höchstens 1.50 m; JUNGERIUS 1958), ruft die Frage hervor, ob hier keine Relikte einer fossilen Bodenbildung in einem vom Heutigen abweichenden Klima vorliegen. Eine andere Möglichkeit, die Dicke der Plateaulehme zu erklären, ist die schon erwähnte Auffassung LUCIUS', als wäre der Lehm als Verwitterungsprodukt eines tropischen Tertiärklimas im Fastebenenstadium in die tiefsten Teile der Landschaft zusammengespült. Eine dritte Möglichkeit bietet sich bei der Betrachtung der Korngrößenverteilung, bei der diese Lehme vielfach ein Maximum zwischen 8 und 50 Mikron aufweisen, sodaß mit einer Beimischung von Löss gerechnet werden muß. Als vierte Möglichkeit sei der Auffassung von DE RIDDER (1957) gedacht, der der Meinung ist, die Plateaulehme seien örtlich sehr rein erhaltene Ablagerungen von vulkanischem Staub. Um die Herkunft des Materials zu entdecken, war die Untersuchung der Schwerminerale wertvoll.

Die Schwermineraleanalyse habe ich nach dem Verfahren EDELMANN (EDELMAN 1933, EDELMAN et DOEGLAS 1933, ZONNEVELD 1956) durchgeführt. Bei der Bestimmung der Schwerminerale wurde die Beschreibung von MILNER (1962) und TRÖGER (1959) angewandt. Die Schwerminerale Luxemburgs wurden von ANTUN (1953), HERMANS (1955), DE RIDDER (1957), SCHMITZ (1957) und JUNGERIUS (1958) beschrieben.

Ihrer Herkunft nach zerfallen die Schwerminerale im Gutland in drei Gruppen:

1. die Schwerminerale der mesozoischen Gesteine;
2. die Lößassoziation;
3. die vulkanische Assoziation.

ad 1. ANTUN (1953), der die schwere Fraktion zwischen 30 und 500 Mikron der Luxemburger mesozoischen Gesteine systematisch untersuchte, fand namentlich die Durchläufer Turmalin, Rutil und Zirkon, hin und wieder mit bedeutenden Prozentsätzen an Granat oder Anatas. Einige Gesteine enthielten Brookit und Staurolith (siehe Tabelle 4). JUNGERIUS' Untersuchung der Lias- und Keuperschichten rund Moutfort führte zu einem

Stratigraphische Einteilung		Fundort	Turmalin	Zirkon	Rutil	Granat	Anatas	Brookit	Staurolith	Alterit	Opak	Mittlere Diameter in Mikron
Keuper	KM ₂	Beidweiler	20	48	14	2	10	6		119	12	120
		Hirtzenhof	15	79	5		1			180	112	60-300
		Ersange	13	63	14		9	1		118	118	70
Keuper-Rhétien	KO ₁	Bridel	24	37	15	16	5	2	1	28	66	200
		Bridel	45	26	9	14	3	×	3	41	120	200
		Senningen	7	46	16	28	2		1	22	5	140
		Wellenstein	12	34	19	32	2		1	79	11	140
		Attert	18	32	33	8	9		×	99	41	80
		Marbahan	21	37	24	7	2		×	222	52	70
Lias	LI ₁	Hettange	9	61	15	9	6	×		70	5	120
		Bridel	7	72	4	2	12		3	627	112	120
		Senningen	18	44	24	2	13		×	126	10	90
		Metzert	11	45	12	4	27	1	×	88	13	60
	LI ₂₋₃	Dillingen	33	38	12	1	16		×	52	27	200
		Befort	55	17	9	2	12	1	4	228	54	250
		Bridel	52	20	12	6	1		9	121	37	180
		Brouch	12	47	18	4	10		9	297	35	150
		Plankenhof	46	26	17	2	8		1	108	13	180
		Metzert	25	39	16	10	6	3	1	162	13	140
		Ste-Marie	13	40	21	8	18		×	200	68	85
	LI ₄	Schoppach	13	46	31		10		×	117	11	110
		Schoppach	36	35	16	2	10	1	×	103	9	140
		Sandweiler	9	63	19	6	3			46	6	65
		Kleinbettingen	7	52	15	15	11	×		92	13	65
	LM ₁	Hondelange	14	49	13	11	11	2		63	15	80
	LM ₃	Ethe	29	35	12	12	10	1	1	111	14	30-240
		Dippach	13	67	11	6	2			64	10	100-300
	LO ₄	Dudelange	6	28	20	39	7			28	18	70
	Dogger	DoU ₁	Dudelange	7	9	14	63	6		1	63	8
Rumelange			6	22	12	60	×			27	18	120
DoU ₂		Esch	12	44	17	24	3		×	n.	d.	150
DoU ₄		Rumelange	6	42	15	30	6		1	33	64	120
DoM ₂		Rumelange	4	55	22	12	5		2	56	80	60
DoM ₄		Rumelange	12	37	20	22	7		2	63	105	130

Tabelle 4 Die Schwerminerale in einigen mesozoischen Gesteinen in Luxemburg nach ANTUN, (1953) (30-500 Mikron).
The heavy minerals in some Mesozoic rocks in Luxemburg after ANTUN.

ähnlichen Resultat. Es handelt sich hier also um eine ziemlich arme Assoziation, die einen Unterschied der verschiedenen mesozoischen Gesteine auf Grund der Schwermineralien nicht immer leicht macht. Manche dieser Gesteine, z. B. die Margaritatusschichten und der Posidonienschiefer, sind sehr feinkörnig; die maximale Korngröße übersteigt 50 Mikron nicht. Die erwähnten Gesteine wurden von ANTUN nicht untersucht. Auf ihnen ruhen aber Plateaulehme, sodaß zu meinem Zweck eine Untersuchung der Schwermineralien dieser Gesteine notwendig war. Um zu vergleichbaren Ergebnissen zu kommen, war es daher nötig, die Schwermineralien immer über das ganze Verbreitungsgebiet zwischen 30 und 500 Mikron zu untersuchen. Stellt man die untere Grenze der Korngröße der schweren Fraktion auf 30 Mikron, so erhält man auch für die feinkörnigen Gesteine einen genügend repräsentativen Teil, dessen feinste Körner sich gerade noch determinieren lassen.

ad. 2 Die aus den Mineralien grüner Hornblende, Epidot und Staurolith bestehende Lößassoziation weist Zusammenhang mit der mittelbelgischen Lössdecke (GULLENTOPS 1954, JUNGERIUS 1958) auf. Grüne Hornblende und Epidot werden im mesozoischen Gestein Luxemburgs nicht gefunden, während Staurolith nur selten vorkommt. SCHMITZ (1957) findet bei der Terrassenuntersuchung an der Sauer bedeutende Prozentsätze an Epidot in Proben mit einem Korngrößenmaximum zwischen 16 und 63 Mikron; er hält es für möglich, daß hier ein Löß, der dem von GULLENTOPS (1954) beschriebenen belgischen Löß verwandt ist, zur Ablagerung gelangte.

Will man bei der Schwermineralienuntersuchung dem Lößeinfluß wirklich gerecht werden, so wird man die Korngrößengrenzen der schweren Fraktion so wählen müssen, daß sie einen großen Teil des Lößgipfels umfassen. Die oben bereits erwähnte 30 Mikron-Grenze empfiehlt sich auch zu diesem Zwecke.

Unter dem Namen «Epidot» sind in dieser Arbeit die Mineralien der Pistazit-Klinozoisit Reihe und Zoisit zusammengefaßt.

ad 3. Die durch Titanit, Augit und basaltische Hornblende gekennzeichnete vulkanische Assoziation entstammt dem Eifel-Vulkanismus. In Luxemburg befindet die Korngröße dieser Mineralien sich zwischen 100 und 300 Mikron. Diese Assoziation ist an vielen Stellen in Luxemburg wiedererkannt worden (HERMANS 1955, SCHMITZ 1957, DE RIDDER 1957 und JUNGERIUS 1958).

Will man also mittels der Schwermineralienuntersuchung feststellen, in welchem Maße das mesozoische Gestein, der Löß und der vulkanische Staub zum Aufbau der Plateaulehme beigetragen haben, so ist es notwendig, die untere Grenze der zu untersuchenden schweren Fraktion von 50 nach 30 Mikron zu verlegen. Unterläßt man dies, so wird die Schwermineralienzusammensetzung vollkommen durch die großen vulkanischen Mineralien beherrscht, was zu falschen Folgerungen führen kann. DE RIDDER (1957) nahm 50 Mikron als Mindestkorngröße und kam dadurch zu einem unrichtigen Bild der Genese der Hochflächenlehme im Moselgebiet (vgl. JUNGERIUS 1958 und LUCIUS 1961).

Die Tonmineralienuntersuchung

Die Fraktion < 1 Mikron der Proben von Plateaulehmen, Gesteinen und jungem Flußalluvium im Gutland habe ich einer röntgenanalytischen Untersuchung unterzogen. Auch wurde die Ionenaustauschkapazität (= T-Wert) der Tonfraktion bestimmt. Die Tonfraktion selber wurde nach der bei JUNGERIUS (1958) beschriebenen Methode abgetrennt.

Was die Röntgenanalyse betrifft: diese wurde mittels einer Nonius-Guinier-P.M. de Wolff Pulverkamera (DE WOLFF 1948; PORRENGA 1958; KLUG und ALEXANDER 1959) ausgeführt.

Es fiel die Wahl auf obenerwähnte Kamera wegen ihrer großen Scheidungsfähigkeit. Ein Winkel von $1^\circ 2 \theta$ entspricht 2 mm auf dem Film. Dieser registriert Reflektionen bis zu $2 \theta = 90^\circ$. Bei Anwendung der $\text{FeK}\alpha$ -Strahlung kann so ein minimales d von 1,46 Å gemessen werden. Einer zu langen Beleuchtungszeit vorzubeugen wurde das Diafragma so eingestellt, daß Reflektionen, welche zu einem Werte von 20 Å gehören, noch am Film abgelesen werden können. Die Beleuchtungszeit ist 5,5 Stunden. In dieser Zeit werden die Röntgenspektren von 4 Proben untereinander auf einen und denselben Film festgelegt. Diese Aufnahmetechnik ist sehr günstig für die gegenseitige Vergleichung verschiedener Proben.

Die Anwendung der $\text{FeK}\alpha$ -Strahlung hat den Vorteil, daß in den oft eisenreichen Tonpräparaten keine störende Sekundärstrahlung dieses Elements auftreten kann, so daß die Verschleierung auf dem Film gering bleibt. Die Arbeit unter Vakuum schließt die Zerstreuung an der Luft aus, was den Kontrast zwischen Reflektion und Hintergrund noch stärker macht.

Die qualitative Röntgenanalyse

Die Tonfraktion wird so mit Glycerol vermischt, daß eine steife Paste entsteht, die auf den Präparathalter aufgebracht werden kann. Dieser besteht aus einem Metallrahmen, in dem untereinander vier rechteckige Öffnungen ausgespart sind. Über den Rahmen wird Zellophan, oder besser noch «Melinex» (Philips) gespannt. Hierauf wird die Tonfraktion (für jede Öffnung eine Probe) aufgetragen. Damit keine Vorzugsorientierung für platten- und nadelförmige Kristalle entsteht, wird dem Präparat im Probenhalter nach der von PORRENGA (1958) beschriebenen Methode eine Kräuselstruktur gegeben. Das sich ergebende Diffraktionsspektrum ist das einer Pulveraufnahme.

In Tabelle 5 wurden die in dieser Untersuchung gefundenen Mineralien vereinigt. Die wichtigsten Netzebenenabstände an denen sie sich erkennen ließen, stehen in Å-Einheiten angegeben.

Die zwischen Klammern angeführten Reflektionen sind nicht charakteristisch für einen Mineraltyp. Sie spielen aber eine bedeutende Rolle bei der quantitativen Interpretation.

Für die Verwertung der Röntgenergebnisse zeigte es sich im allgemeinen als genügend, eine Vierzahl von Tonmineraliengruppen zu unterscheiden und zwar:

Mineral (Glyzerol- gesättigt)	Reflektionen in Å							
Montmorillonit	18-17	9-8,5						(1,50)
Corrensit	(33-32) ¹⁾	16,2	8,1	4,65				
Chlorit		14	7,0	4,60				1,54
Palygorskit		10,5	6,44	5,42	4,30	4,18	3,25	(1,50)
Illit		10	5					(1,50)
Kaolinit			7,15		3,57	2,49	2,34	2,29 (1,49-1,48)
Quarz				4,26	3,34			1,81
Goethit				4,18	2,69	2,45		1,72 (1,50)
Hematit					3,67	2,67	2,51	1,69 (1,48)
Lepidokrokit			6,27		3,29			

1) Diese Reflektion wird bei der benutzten Einstellung der Kamera nicht registriert.

Tabelle 5 Die in den Tonfraktionen (< 1 Mikron) gefundenen Mineralien mit ihren charakteristischen Reflektionen in Å-Einheiten.
The minerals found in the clay fractions and their characteristic reflections in Å.

- die Gruppe der schwellbaren Mineralien, welche mit Glyzerol eine Reflektion auf 17 bis 18 Å geben. Diese Gruppe wurde im Text unter dem Namen Montmorillonit angeführt.
- ein Mineral mit einer 14 Å-Basisreflektion, wahrscheinlich vom Chlorit-typ.
- die Illitgruppe mit einer Basisreflektion auf 10 Å.
- die Kaolinitgruppe, die eine Basisreflektion auf 7,15 Å hat.

Von den anderen in der obigen Tabelle erwähnten Mineralien kommt Quarz in allen Proben vor. Die Mineralien Goethit, Hematit und Lepidokrokit werden in den nicht enteisenen Tonpräparaten des öfteren vorgefunden. Corrensit und Palygorskit sind in Luxemburg an ganz bestimmten Fundstätten gebunden für welche wir auf die diesbezüglichen Kapiteln XII bzw. X hinweisen.

Es stellt sich heraus, daß die unter b. genannten Mineralien der 14 Å-Gruppe in den untersuchten Proben nur selten vorkamen und daß sie niemals einen wesentlichen Teil der Tonfraktion bildeten, sodaß die in den Untersuchung einbezogenen Proben im allgemeinen folgende ziemlich einfache Zusammensetzung hatten: Montmorillonit, Illit und Kaolinit (und immer ein wenig Quarz).

Die quantitative Röntgenanalyse

Die einfache Zusammensetzung einer großen Zahl der untersuchten Proben — die meistens aus Illit und Kaolinit bestehen — bot uns die Möglichkeit, eine annähernde

Aussage über das gegenseitige Verhältnis der Komponente zu machen. Weil manchmal auch ein Tonmineral der Montmorillonitgruppe vorkommt, wurde eine Reihe von Montmorillonit-Illit-Kaolinit Mischungen in gegenseitig wechselnden Verhältnissen gemacht. Da das Untersuchungsgebiet kein Material ergab, das ganz aus Montmorillonit oder Kaolinit bestand, wurden die soeben erwähnten Mischungen mit Montmorillonit und Kaolinit anderer Herkunft, welche jedoch ein vergleichbares Diffraktionsbild wie der luxemburgische Ton aufwies, zubereitet. Die Röntgenuntersuchung hatte bereits gezeigt, daß für dieses Gebiet ein ziemlich hoher Einheitlichkeitsgrad in der Kristallinität der Tonmineralien besteht, was für die quantitative Untersuchung sehr wichtig ist. Aus einer Vergleichung der Intensitäten der Diffraktionslinien der luxemburgischen Proben mit denen der Mischungsreihe gewinnt man einen Eindruck, wie sich die Gruppen gegenseitig verhalten.

Da sowohl Montmorillonit als Illit dioktaedrisch sind treffen ihre 060 Reflektionen ungefähr zusammen rund 1,50 Å. Bei der Mischungsreihe zeigte es sich, daß die Zusammensetzung sich gut ablesen ließ aus dem Verhältnis der Intensitäten der 060 Reflektionen von Montmorillonit und Illit (rund 1,50 Å) einerseits und Kaolinit (auf 1,48 Å) andererseits. Diese Reflektionen gegenseitig zu vergleichen ist günstig, weil es Diffraktionslinien ähnlicher Netzfläche betrifft, welche außerdem auf dem Film gerade nebeneinander (2 mm.) liegen.

In gleicher Weise wurden in den luxemburgischen Proben diese zwei Gruppen quantitativ unterschieden. Der Wert, der dann der Montmorillonitmenge zuerkannt werden mußte, wurde aus der Intensität der Schwärzung auf 17 bis 18 Å abgeleitet, welche durch die Basisreflektion von glyzerolgesättigtem Montmorillonit entsteht. In nahezu allen luxemburgischen Proben ist der Montmorillonitgehalt sehr niedrig. Die erworbenen Verhältnisse wurden in Prozenten der Montmorillonit-Illit-Kaolinit-Quarzmenge ausgedrückt. Die auf diese Weise erhaltenen Zahlen dürfen daher nicht als absolute Zahlen betrachtet werden, wenn sie auch die Größenordnung des Komponentenverhältnisses aufzeigen. Praktisch bedeutet «80% Illit» eine Menge dieses Minerals schwankend zwischen etwa 70 und 90%; «40% Kaolinit» schwankt zwischen etwa 30 und 50%.

In den Tabellen sind bei den übrigen Mineralien keine Prozentsätze angegeben. Die Eisenoxyden und -hydroxyden wurden nur, auf Grund der Intensität der wichtigsten Reflektionen dieser Mineralien, nach einem arbiträren Maß mit einer Spur und einem oder zwei Kreuzen (+) angegeben.

Wir sahen, daß die 060 Reflektionen von Montmorillonit, Illit und Kaolinit bei der quantitativen Interpretation gebraucht werden. Schauen wir in der Tabelle 5 nach, so sehen wir, daß die Mineralien Goethit und Hematit eine Reflektion auf 1,50 bzw. 1,48 Å zeigen, welche bei großen Mengen dieser Mineralien störend wirken kann. In diesen Fällen wurde die Tonfraktion mit Na-Dithionit enteisent (MEHRA und JACKSON, 1960), damit die quantitative Analyse möglich wurde.

In einigen Proben wurde ein 14 Å-Mineral gefunden: nie aber mehr als eine Spur.

Palygorskit wurde nur in einer Probe festgestellt. Auf Grund der sehr starken Reflektionen auf den Röntgenfilm ist dieses Mineral in der Tonfraktion der Probe 771 vorherrschend (vgl. X. Kapitel).

Manche Tonproben des jungen Flußalluviums im Gutland enthalten Corrensit (vgl. XIII. Kapitel). Für zunehmende Mengen wurden auch hier die Zeichen: Spur, ein und zwei Kreuze (+) benutzt.

Der Quarzgehalt wurde durch die Vergleichung zwischen einer Mischreihe von Ton und Quarz festgestellt. Der Quarzprozentsatz ist immer niedrig.

II. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEM KORALLENKALKE

Die Plateaulehme auf dem Korallenkalke liegen zwischen 400 und 435 m ü. NN und gehören zu den höchstgelagerten Plateaulehmen im Gutland. Südlich und westlich von Differdange wurden von diesen Lehmen die Profile 11-16 genommen.

Profil 11

Aufnahmestelle: Bohrung 11 bei einem Wegeeinschnitt 650 m südöstlich von Fme Vesque.

Gestein: d' auf do^{m4}.

Höhe: 410 m ü. NN.

Bodenbenützung: Ackerland

Probenummern: 265-269.

		Probe	Tiefe
0-200 cm	Sandiger Lehm. Kräftig-braun bis dunkelbraun, 7,5 YR 5/6-4/4. An der Oberfläche findet man kleine runde Eisenkonkretionen.	265	20- 40 cm
		266	60- 80
		267	150-170
	Von 60 cm an eine feine, millimeterdünne Stratifikation durch Variation in Korngröße.		
200-330	Toniger Lehm. Kräftig-braun bis dunkelbraun, 7,5 YR 5/6-4/4.	268	250-270
330-	Sandig-toniger Lehm. Kalkhaltig. Leichtgelblich-braun, 10 YR 6/4.	269	340-360

Profil 12

Aufnahmestelle: Profilloch 12, 500 m nordwestlich von Fme Vesque.

Gestein: e auf do^{m4}.

Höhe: 405 m ü. NN.

Bodenbenützung: Wiederaufgeforstetes Ackerland.

Probenummern: 435-438.

		Probe	Tiefe
0- 19 cm	Humushaltiger sandig-toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/4-5/6. Einige kleine runde Eisenkonkretionen.	435	9- 14 cm
19- 32	Sandig-toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/8.	436	24- 30

32- 80	Sandig-toniger Lehm, kräftig-braun, 7,5 YR 5/6 nach unten hinübergend in 7,5 YR 5/8.	437 438	41- 48 75 -80
80-	Unverwittertes do^{m4} -Gestein.		

Profil 13

Aufnahmestelle: Grube 13, 600 m nordwestlich von Fme Vesque.
 Gestein: e auf do^{m4} .
 Höhe: 405 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Wiese.
 Probennummern: 348-354.

		Probe	Tiefe
0- 21 cm	Humushaltiger Lehm. Dunkelgelblich-braun, 10 YR 4/4. Kleine runde Eisenkonkretionen.	348	8- 14 cm
21- 50	Lehm. Braun bis gelblich braun, 10 YR 5/3-5/4. Einige kleine Eisenkonkretionen.		
50-120	Toniger Lehm. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/8. Keine Eisenkonkretionen.	350 351	53- 59 85- 91
120-	Übergangszone nach unverwittertem do^{m4} -Gestein.	352 354	120-125 135-145

Profil 14

Aufnahmestelle: Grube 14 auf dem Thillenberg westlich von Differdange.
 Gestein: e auf do^{m4} .
 Höhe: 400 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Wiese.
 Probennummern: 440-444.

		Probe	Tiefe
0- 12 cm	Humushaltiger toniger Lehm. Dunkelgelblich-braun, 10 YR 4/4. Runde Eisenkonkretionen mit maximalem Durchschnitt von 3 cm.	440	5- 10 cm
12- 42	Toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/6-6/5. Runde, maximal 3 cm große Eisenkonkretionen.	441	28- 33
42- 57	Ton. Braun bis kräftig-braun, 7,5 YR 5/6-5/4 mit dunkel gräulich-braunen Flecken, 10 YR 4/2. Keine Eisenkonkretionen.	442	45- 50
57-120	Ton. Leicht braun bis rötlich gelb, 7,5 YR 6/4-6/6. Kleine Steinbruchstücke unregelmäßig durch die ganze Zone verbreitet.	443	83- 90
120-140	Sandig-toniger Lehm. Braune, fahl-grüne und graue Schichten von einigen mm Dicke.	444	130-135
140-	Unverwitterter do^{m4} .		

Profil 15

Aufnahmestelle: Grube 15 bei Baraque Bleue südwestlich von Differdange.
Gestein: e auf do^{m4} .
Höhe: 400 m ü. NN.
Bodenbenützung: Wiese.
Probenummern: 389-391.

		Probe	Tiefe
0- 26 cm	Humushaltiger toniger Lehm. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6. Kleine runde Eisenkonkretionen, maximaler Durchschnitt 2 cm.	389	12- 20 cm
26- 80	Ton. Gelbrot, 5 YR 5/6. Durch Solifluktion vermischte Eisenkonkretionen und schiefstehende Stücke unverwitterter do^{m4} .	390	35- 40
80-	Ungestörter do^{m4} .	391	75- 80

Profil 16

Aufnahmestelle: Bohrung 16, 400 m nordöstlich von Baraque Bleue.
Gestein: e auf do^{m4} .
Höhe: 410 m ü. NN.
Bodenbenützung: Wiese.
Probenummern: 393-399.

		Probe	Tiefe
0- 80 cm	Ton. Leichtgelblich-braun bis bräunlich-gelb, 10 YR 6/4-6/6 mit gelbroten Flecken: 5 YR 5/8.	393	60- 70 cm
80-130	Ton. Gelbrot, 5 YR 5/8 mit dünnen Schichten leichtbraun bis rötlich-gelb, 7,5 YR 6/4-6/6 und bräunlich-gelb, 10 YR 6/6.	395	100-110
130-400	Ton. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6. Von 130 bis 140 cm findet man einige kleine eckige Steinfragmente. Im ganzen Profil tritt eine feine Schichtung auf von oft stark farbverschiedenen, ungefähr 1 mm dicken Schichten.	396 398	130-140 335-350
400-425	Sandiger Ton. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6. ungeschichtet.	399	410-420
425-	Kalksandstein. Ungestörtes do^{m4} -Gestein oder Solifluktionshorizont wie im Profil 15.		

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 11-16

Die Korngrößenverteilung der Profile 11-16 (Abb. 2-7; Tab. 6) weisen alle neben einem Gipfel in der Tonfraktion ein mehr oder weniger deutlich hervortretendes Maximum in Fraktionen von 75 bis 210 oder von 75 bis 300 Mikron auf. LUCIUS (1948) hat darauf

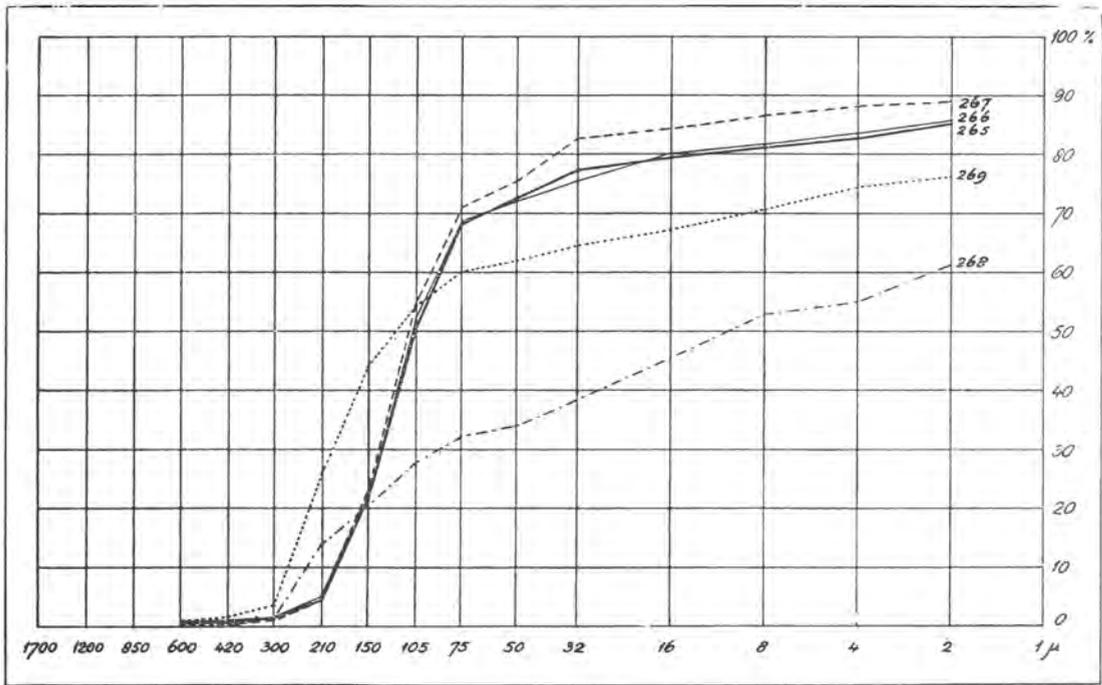


Abb. 2 Die Korngrößenverteilung im Profil 11 auf dem Korallenkalk.
Size frequency distribution in profile 11 on the Korallenkalk.

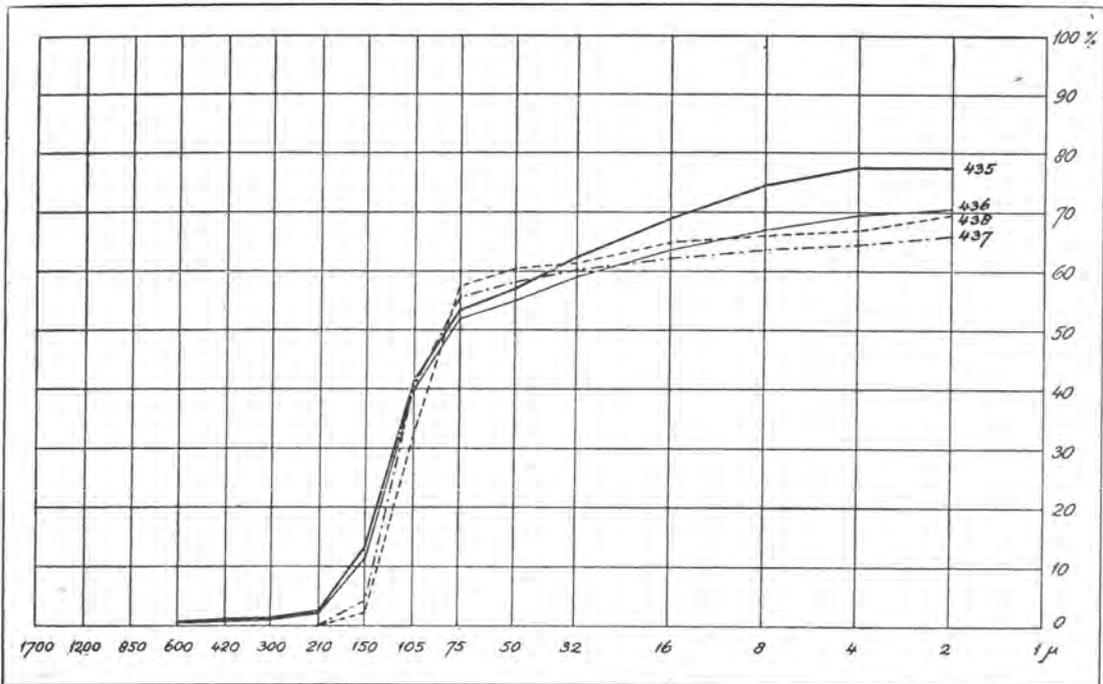


Abb. 3 Die Korngrößenverteilung im Profil 12 auf dem Korallenkalk.
Size frequency distribution in profile 12 on the Korallenkalk.

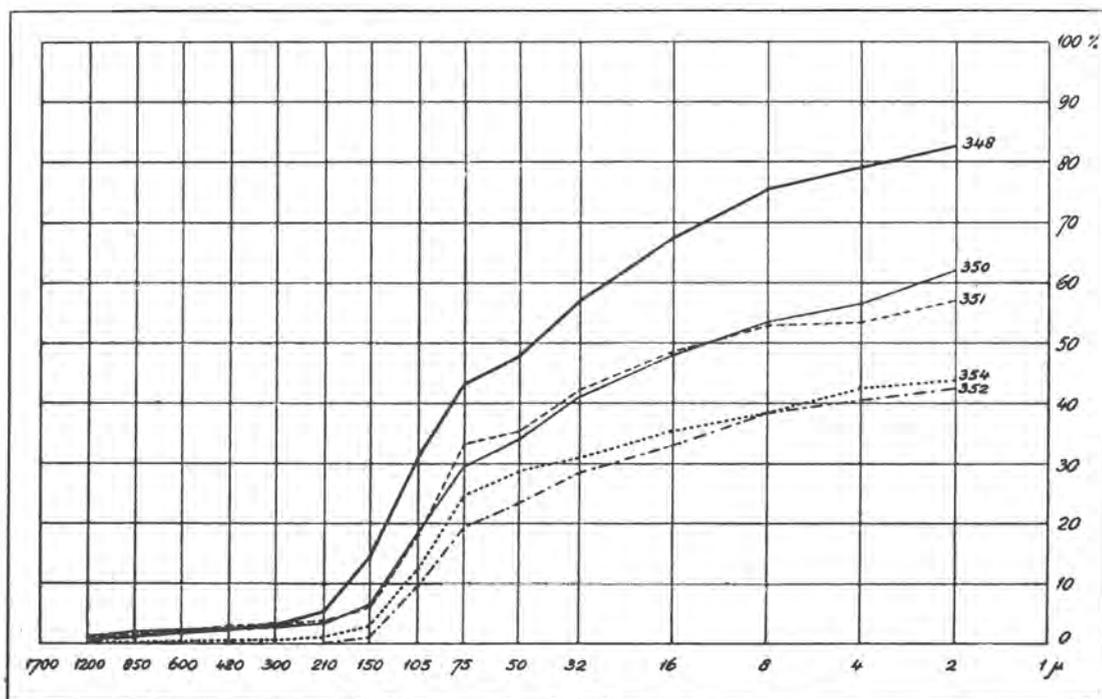


Abb. 4 Die Korngrößenverteilung im Profil 13 auf dem Korallenkalk.
 Size frequency distribution in profile 13 on the Korallenkalk.

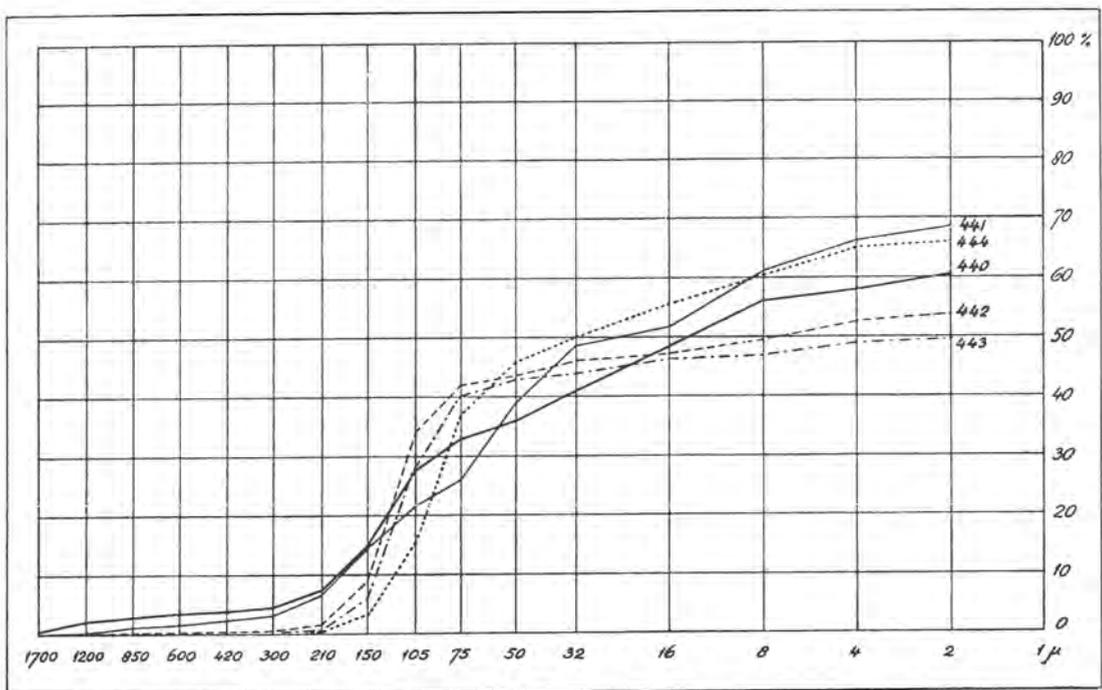


Abb. 5 Die Korngrößenverteilung im Profil 14 auf dem Korallenkalk.
 Size frequency distribution in profile 14 on the Korallenkalk.

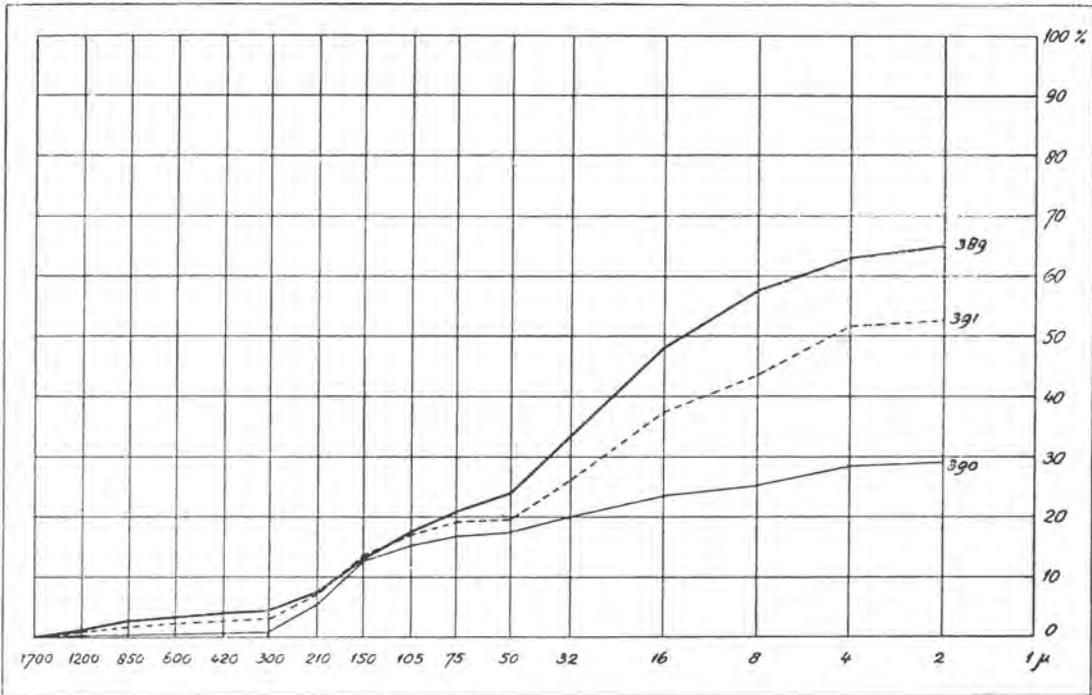


Abb. 6 Die Korngrößenverteilung im Profil 15 auf dem Korallenkalk.
Size frequency distribution in profile 15 on the Korallenkalk.

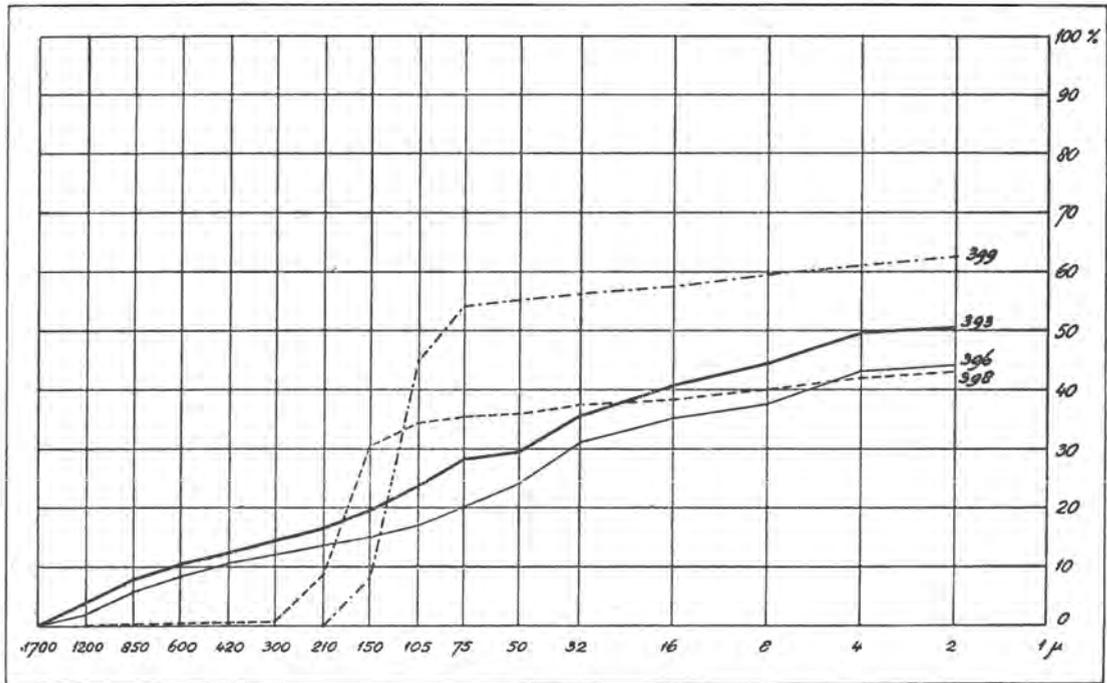


Abb. 7 Die Korngrößenverteilung im Profil 16 auf dem Korallenkalk.
Size frequency distribution in profile 16 on the Korallenkalk.

hingewiesen, daß der Korallenkalk, auf dem alle in Rede stehenden Profile ruhen, einem starken Facies-wechsel ausgesetzt ist. Die Korngrößenverteilung im Gestein wird daher nicht überall die gleiche sein. Die Unregelmäßigkeit in der Zusammensetzung des Gesteins findet man zurück in dem wechselnden Verhältnis, in dem die beiden Gipfel der Korngrößenverteilung der tiefsten Profilproben vorkommen; die Lage der Gipfel ändert sich kaum.

Die Profile 12, 13 und 14 haben eine von oben nach unten abnehmende Lößmenge, welche bis zu einer Tiefe von 60 cm mit den Verwitterungsprodukten des Doggers gemischt wurde. Hier zeigt die Korngrößenverteilung einen dreigipfligen Charakter. Das Lößquantum ist nicht groß: das Profil 14 hat in der Probe 441 mit 29,5% in der Fraktion 8-50 Mikron am meisten.

Im Gegensatz zu den drei vorhergehenden Profilen, in denen die Doggerverwitterungsprodukte nicht umgelagert wurden, ist das Material des Profils 15 der Solifluktion ausgesetzt gewesen. In der 80 cm dicken Lehmschicht liegen die unverwitterten Kalksteinbrocken kreuz und quer durcheinander; überdies liegen unter diesen Kalkbrocken noch Eisenkonkretionen. Von einer regelmäßig nach unten verlaufenden Abnahme des Lößeinflusses ist denn auch keine Rede.

Der Sortierungsgrad der Proben des Profils 11 ist im oberen Teil (bis zu 200 cm) des Profils höher als in den tieferen Zonen. In den schon früher beschriebenen Profilen 12 bis 14 dahingegen nimmt der Sortierungsgrad der einzelnen Gipfel mit der Tiefe immer zu. Wir sind der Ansicht, daß wir in der Zone 0-200 cm mit Decksand, also mit allochthonem Material, zu tun haben. Über 65% des Gewichts der Proben 265-267 kommt in der Fraktion 75-210 Mikron vor. Eine Abwechslung von dünnen Sandschichten mit Sand mit Ton könnte ebenfalls auf eine niveo-äolische Genese dieser Zone hinweisen. Der Decksand liegt auf einer Zone, deren Korngrößenverteilung durch Probe 268 in Abb. 2 wiedergegeben wird. Das Material dieser Zone ist den mit Löß untermischten Verwitterungsprodukten des do^{m4} , so wie wir die in den Profilen 11 bis 14 kennenlernten, verwandt. Hierunter liegt schließlich ein etwas grobkörnigeres Verwitterungsprodukt des Korallenkalkes mit 23% in der Fraktion 210-300 Mikron. In bezug auf das Entstehen des Profils 11 komme ich zur folgenden Auffassung: Nachdem sich auf das Verwitterungsprodukt des do^{m4} ein wenig Löß abgelagert hatte, erfolgte eine Decksand-Sedimentation.

Eine Sedimentation unter nivalen Bedingungen finden wir im Profil 16, wo sich in der Zone von 0 bis ungefähr 300 cm eine sehr dünne Stratifikation (Schichten von 1 mm dick) entwickelte. Die Farben dieser abwechselnd etwas sandigeren und ein wenig lehmigeren Schichten bilden einen sehr starken Gegensatz.

Wenn wir aus diesem feingeschichteten Paket eine einzige Probe über einen größeren Tiefenunterschied nehmen, so gelangen wir zu der Feststellung, daß das Material u. a. wegen Solifluktion schlecht, bzw. nicht sortiert ist (Abb. 7 Probe 393, 395 und 395). Probe 399 zeigt viel deutlicher die zwei Komponenten, die auch anderswo im Dogger gefunden wurden (Abb. 3). Hart unter Probe 399 stieß der Bohrer denn auch auf den unverwitterten do^{m4} .

Profil u. Probe	Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Braune Hornblende	Hypersthen	Disthen	Spinel	Topas
11	265	20- 30	71	9	4	51	24	17	×														
	266	60- 80	61	5	6	65	11	13			2											1	
	267	150-170	72	5	7	56	17	17		1		2			2								
	268	250-270	52	5	2	50	15	19	2		3	5		1								1	
	269	340-360	59	15	4	46	16	26	2		1	3	1		1								
12	435	9- 14	44	17	7	47	7	23	4			12											
	436	24- 30	50	16	13	51	6	15	1			12	1		1								
	437	41- 48	60	18	4	60	8	23	1		1			2									
	438	75- 80	55	22	3	64	4	20	6	1			1						1				
13	348	8- 14	49	19	1	46	7	28	3			14	1										
	350	53- 59	50	17	4	47	15	22	×	×	10			2									
	351	85- 91	47	16	6	50	14	25	1		4												
	352	120-125	47	21	11	47	16	21	1	1	2			1									
	354	135-145	44	16	3	54	17	18	4	1	×	×		1			×			1		1	
14	440	5- 10	83	12	4	51	6	19	4	1	4	2	×	2	3								4
	441	28- 33	52	14	3	40	10	15	6		15	2	×	2	×	4	×	×		2	1		
	442	45- 50	56	6	12	40	10	23	3		2			6		1	×		1		1		
	443	85- 90	39	21	4	39	17	24	7	3	5			1						1		1	
	444	130-135	53	15	4	45	16	24	6	1	1	×				1		1				1	
15	389	12- 20	25	7	11	34	7	22	2			3	1	2	2		5	2	1				
	390	35- 40	24	25	8	50	12	22	3			2			1		1				1		
	391	75- 80	50	9	6	38	8	28	3		2	3	2		1	1	5				2	1	
16	393	60- 70	46	20	2	59	1	19	3		7	2			2	1					2	1	
	395	100-110	51	16	6	55		29	3	1	5	2							1				
	396	130-140	46	28	16	51	1	23	4	1	3	1											
	398	335-350	24	27	19	37	10	23	4		3	2									1		
	399	410-420	61	47	11	54	2	29	3					1									

Tabelle 7 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 11-16 auf dem Korallenkalk.
The heavy minerals in the profiles 11-16 on the Korallenkalk.

Die Schwerminerale der Profile 11-16

Die Ergebnisse der Schwermineraleuntersuchung der Profile 11 bis 16 sind in die Tabelle 7 zusammengebracht worden. Sehen wir uns von jedem Profil die tiefste Probe an, so sehen wir neben Opakkörnern und Alteriten die Durchläufer Zirkon und Rutil. Granat und Anatas kommen auch häufig vor in der schweren Fraktion des verwitterten do^{m4} .

In den höheren Profiltteilen findet man die Lößassoziation mit Epidot, grüner Hornblende und Staurolith. Die bei der Korngrößenanalyse festgestellte Abnahme des Lößeinflusses mit zunehmender Profiltiefe kann man auch aus der Zusammensetzung der Schwerminerale ablesen. Die Lößassoziation überherrscht in diesen Profilen nie. Sie ist am stärksten vertreten in der Probe 348 aus der Zone 0-14 cm der Profile 13 mit 24% der für Löß charakteristischen Minerale.

Die Ergebnisse der Korngrößenuntersuchung sowie die der Schwermineraleuntersuchung führen zu der Schlußfolgerung, daß Löß nur einen sehr bescheidenen Beitrag zu dem Aufbau der Plateaulehne auf dem Korallenkalke geliefert hat, welcher sich bei einer Maximaltiefe von etwa 90 cm auf die höhere Profiltteile beschränkte.

Bei dem Profil 11 ist diese Situation selbstverständlich verschieden. Bei der Erörterung der Korngrößenverteilung des Profils zeigte sich, daß unter dem Decksand eine Zone von verwittertem, mit ein wenig Löß vermischem do^{m4} vorkommt (Probe 268). Dementsprechend weist Probe 268 die meisten Lößminerale, nämlich 10 gegen maximal 3 im oberliegenden Decksand, auf.

Die Schwerminerale der Eifelassoziation, Titanit, Augit und basaltische Hornblende werden in allen Profilen in sehr kleinen Mengen gefunden. Die größte Anzahl kommt in der Probe 440 des Profils 14 vor, mit 9 Körnern in der Zone 0-15 cm.

Die Menge vulkanischen Materials, die an dem Aufbau der Lehmprofile auf dem Korallenkalke beteiligt gewesen ist, muß als sehr nebensächlich betrachtet werden.

Die Tonminerale der Profile 11-16

Die Zusammensetzung des kristallinen Teiles der Fraktion < 1 Mikron in den Profilen 11-16 ist in der Tabelle 8 zusammengefaßt. Hinzugefügt wurden zwei Analysen der Tonfraktion des unverwitterten Korallenkalkes. Die Röntgenuntersuchung führte zu folgenden Ergebnissen: Montmorillonit wird immer in Mengen von einer Spur bis zu 30% angetroffen. Illit wechselt von 30 bis 85%. Quarz kommt in der Tonfraktion in kleinen Mengen vor. Kaolinit erreicht den höchsten Prozentsatz in den oberen Profiltteilen (bis zu 50%); bei dem Übergang zum Muttergestein nimmt die Menge ab. Ferner zeigt sich, daß die Gesteinprobe 362 noch eine kleine Spur Kaolinit enthält, während die Probe 464 des Korallenkalkes überhaupt kein Kaolinit aufweist.

Vergleichen wir diese Ergebnisse mal mit den Zahlen, welche JUNGERIUS (1958) bei der Tonuntersuchung von Böden auf anderem Muttergestein (Keuper und Lias) im östlichen Teil des Gutlandes erwähnt. Die Prozentsätze vom Illit und Montmorillonit

	Tiefe cm.	Mont- morillonit	Illit	Kaolinit	Quarz	T-Wert
Profil 11						
265	20- 30	Spur	80	15	5	55
267	160	5	65	25	5	61
268	260	5	65	25	5	
269	350	5	65	25	5	58
Profil 12						
435	9- 14	5	80	10	5	57
436	24- 30	15	70	10	5	54
437	41- 48	10	75	10	5	54
438	75- 80	20	65	15	Spur	54
Profil 13						
348	8- 14	5	80	10	5	
350	53- 59	15	70	10	5	67
352	120-125	20	65	10	5	61
354	135-145	20	65	15	Spur	56
Profil 14						
440	5- 10	5	60	30	5	61
441	28- 33	5	60	30	5	48
442	45- 50	20	50	25	5	58
443	85- 90	20	75	Spur	5	63
444	130-135	30	65	—	5	69
Profil 15						
389	12- 20	5	65	25	5	62
390	35- 40	15	65	15	5	64
391	75- 80	15	60	20	5	53
Profil 16						
393	60- 70	15	30	50	5	43
395	100-110	10	45	40	5	
398	335-350	10	45	40	5	
399	410-420	10	45	40	5	50
do ^{m4} -gestein 362		10	85	Spur	5	

Tabelle 8 Die Tonminerale in den Profilen 11-16 auf dem Korallenkalk.
The clay-mineral composition in the profiles 11-16 on the Korallenkalk.

liegen innerhalb der gleichen Grenzen, aber die von ihm gefundenen Kaolinitmengen sind viel geringer. Während in den von mir untersuchten Plateaulehmen 40 bis 50% Kaolinit vorkommen kann, enthalten die von JUNGERIUS untersuchten Böden meistens nur zwischen 5 und 15% Kaolinit. Wo er größere Zahlen erwähnt, beziehen diese sich auf Proben, welche nur von einem Typ unverwitterten mesozoischen Gesteins stammen, und zwar 30% Kaolinit im roten Tone. Die Arietenschichten können weiter noch 10 bis 20% Kaolinit enthalten.

Aus JUNGERIUS' Untersuchung ist hervorgegangen, daß die quartären Böden im Gutland, als Ergebnis also rezenter oder verhältnismäßig junger Verwitterung, nicht mehr als 10 bis 15% Kaolinit zu enthalten pflegen, meistens sogar nicht mehr als 5 bis 10%.

Wie die Tabelle 8 zeigt kommen auch auf dem Korallenkalk Verwitterungsprofile welche nicht mehr als 15% Kaolinit enthalten, vor. Dies ist der Fall bei den Profilen 12 und 13, die eine sehr ausgesprochene Illitdominanz aufweisen. Dennoch besitzen diese zwei Profile einen «Plateaulehm» charakter, d. h. Lucrus hat sie als solche kartiert. Das Profil 15 besitzt schon 15 bis 25% Kaolinit, während die Profile 14 und 16 30 bis 50% Kaolinit enthalten. Die hohen Kaolinitvorkommen in den Plateaulehmen zeigen, daß diese Lehme unter anderem durch eine ziemlich intensive Verwitterung unter von den jetzigen völlig abweichenden klimatologischen Bedingungen gebildet worden sind.

Bei der Betrachtung dieser klimatologischen Bedingungen anlässlich der tonmineralogischen Zusammensetzung dieser Profile verdienen folgende Punkte Beachtung:

1. Erstens gibt es Profilrelikte, die unmittelbar oder nahezu unmittelbar auf dem Muttergesteine liegen; im Profil 14 fällt es auf, wie sich die tonmineralogische Zusammensetzung in der Nähe des Muttergesteins ändern kann. Gehen wir von dem Gedanken aus, daß diese Böden früher um ein Beträchtliches dicker gewesen sind (bei Bonnelles in der Nähe von Lüttich sind die roten Böden jetzt noch über 9 m dick), so ist es keineswegs unwahrscheinlich, daß in den obersten Horizonten der Kaolinitgehalt bedeutend höher war. Bei dem ebenerwähnten Bonnelles wurde auf dem unteroligozänen tonigen Meeressand als Muttergestein sogar fast 100% Kaolinit gefunden (mündliche Mitteilung von E. A. KUMMER und C. G. VAN DER LINDEN).
2. Zweitens besteht die Möglichkeit, daß während der Tundrapperioden des Quartärs die Verwitterungsprofile ziemlich stark umgearbeitet worden sind. Kamen durch diese Umlagerung neue Gesteinfragmente ins Profil herein, so werden diese im allgemeinen keine anderen Tone als die im Muttergestein bereits erhaltenen ergeben haben. Denn die Bildung von Kaolinit infolge der post-pliozänen Verwitterung ist in West Europa kaum von Bedeutung gewesen (BAKKER 1960, BAKKER und LEVELT 1964). Dies bedeutet also, daß Umarbeitung alter (tertiärer) Profile unter Einwirkung von periglazialen oder anderen Vorgängen immer eine Abnahme des Kaolinitgehaltes herbeiführt.
3. Besonders aufschlußreich ist das Profil 11. Wir haben schon gesehen, daß es sich hier um eine Art Decksandprofil handelt, das hinsichtlich der Korngrößenverteilung von dem Korallenkalk abweicht. Es betrifft hier also nicht eine Umarbeitung eines älteren Bodenprofils, sondern es liegt ein ganz neues Sediment vor, das unseres Erachtens

durch äolischen Transport entstanden ist. Eben deshalb ist der hohe Kaolinitgehalt so interessant. Die niederländischen Decksande und Lössen zeigen — insofern es den Ton betrifft — eine ausgesprochene Illitdominanz. Im Profil 11 handelt es sich aber um 25% Kaolinit. Die Schwermineralienanalyse erwies, daß die Lössassoziation im ganzen Profil vorkommt, sodaß der Lehm ein pleistozänes Alter haben muß. Der Kaolinitgehalt ist also nicht aus einer post-sedimentären Verwitterung zu erklären. Dieser Decksand entnahm sein Material und damit den Kaolinit zum größten Teil den umliegenden noch vorhandenen Relikten tertiärer Bodenprofile.

Auf Grund der Veränderung im Verwitterungstypus unterscheidet BAKKER (1960) für Westeuropa vom Miozän an drei Perioden und zwar:

1. Eine Gelbrotverwitterung mit Kaolinitdominanz in der Tonfraktion, welche pontisch oder älter ist.
2. Eine Gelbrotverwitterung mit Illitdominanz in den wärmeren Perioden von ungefähr dem Mittelplozän bis in das große Interglazial (Mindel-Riß).
3. Aschengraue, graubraune und braune Bodenprofile mit Illitdominanz in den kälteren Perioden seit dem Mittelplozän.

Die roten Verwitterungsböden lassen sich im allgemeinen in zwei Typen aufteilen:

- a. die des mediterranen Typus (feuchte milde Winter und trockene heiße Sommer);
- b. die des rand- und subtropischen Typus an der Ostseite der Kontinente (BAKKER 1961).

Als Beispiele des letzteren Typus können Florida und die Golfstaaten Nordamerikas erwähnt werden. Sie werden gekennzeichnet durch feuchtwarme Sommer in denen Monatstemperaturen von 25° C erreicht werden.

Im Mediterranen Gebiet wird das Tonmaterial Kaolinit bei der Verwitterung kaum oder nicht gebildet. Die Terra rossa Böden zeigen Illitdominanz und in Israel enthalten sie sogar ziemlich viel Montmorillonit (YAALON 1955; BENTOR 1952). Im Gebiet um den Golf von Mexiko bis hinauf zum 36. bis 40. Breitengrad tritt eine ausgesprochene Kaolinitdominanz auf (BAKKER, 1960). Oft wird der Kaolinit in diesen roten Böden von nicht unbedeutenden Prozentsätzen Illit begleitet.

Vergleichen wir die stark kaolinithaltigen Bodenprofile des Luxemburger Doggers mit denen der Golfstaaten und bedenken wir dabei, daß wir auf unseren Doggerplateaus immer mit dem untersten Teil der ursprünglichen Bodenprofile zu tun haben, so läßt sich ein gewisser Verwandtschaftsgrad mit den Golfstaatenprofilen nicht verkennen. Auch JESSEN (1938) hat übrigens darauf hingewiesen, daß die mio-pontische Einrumpfung sich unter Klimaverhältnissen, welche denen Floridas oder Hongkongs sehr verwandt waren, vollzogen hat. Wenn man auch SZAFERS (1954 und 1961) und ZAGWIJNS (1960) paläobotanische Untersuchungen berücksichtigt, muß man feststellen, daß die jüngste Periode, welche noch eine Art Floridaklima aufweist, das Pont gewesen ist. Es ist durchaus möglich, daß die kaolinitreichen Bodenprofile im Doggerplateau ein pontisches Alter haben. Es ist aber zu bezweifeln, ob sie viel älter sind.

Daneben kommen aber, wie wir sehen, auf den gleichen Doggerplateaus Profile mit einer ausgesprochenen Illitdominanz und nur 10 bis 15% Kaolinit vor (Profile 12 und 13). Da die beiden Profile aus Verwitterungsmaterial in situ bestehen, müssen wir annehmen, daß diese jünger sind als jene, in denen ein Kaolinitgehalt bis zu 50% auftritt. Dieser Typus von Plateaulehmen mit geringem Kaolinitgehalt ist jünger als Mittelpliozän, eventuell sogar Altquartär. Diesbezüglich ist es wichtig zu bemerken, daß auch im Villafanchien (Tiglien) Profile mit 10 bis 15% Kaolinit häufig vorkommen (BAKKER, 1960; BOUT, 1960).

Später, bei der allgemeinen Diskussion über die Plateaulehme im XIII. Kapitel, kommen wir noch auf das Alter zurück. Soviel scheint inzwischen sicher, daß auf Plateaus mit demselben Muttergestein in nahezu gleicher Höhe Plateaulehme verschiedenen Alters nebeneinander vorkommen können. An Stellen, wo die tertiären und altquartären Plateaulehme durch Denudation völlig beseitigt sind, werden sich selbstverständlich auch noch jüngere bis rezente Bodenprofile mit Illitdominanz entwickelt haben. Die jetzt verfügbaren Daten geben keinen Anlaß dazu, bei den Tertiären Plateaulehmen auf dem Dogger an sehr alte Bildungen zu denken. Im Gegensatz zu den Angaben der geologischen Karte, für das Profil 12: d' (Jungtertiär), und für das Profil 13: e (Alttertiär) muß man diese Böden als sehr jung tertiäre oder sogar als altquartäre Verwitterungsformen auffassen, während auch die Profile 14 und 16 zunächst vermutlich nicht älter als Pont sind.

Auffallend ist, daß in den Plateaulehmen auf dem Korallenkalk weder von Lucrus noch von mir Quarzite gefunden worden sind. (vgl. das XIII. Kapitel).

III. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEM POSIDONIENSCHIEFER

Auf dem Oberen Lias sind Plateaulehme auf dem im Gutland stark verbreiteten Posidonienschiefer (lo^{1-2}) entwickelt. Auf den höheren Zonen des Oberen Lias (lo^{3-5}), deren Ausstriche nur einen schmalen Rand am Fuß der Doggerschichtstufe entlang bilden, weist die geologische Karte nur ein sehr kleines Plateaulehmorkommen an und zwar an einer einzigen Stelle, östlich von Dudelange. Die in diesem Kapitel behandelten Plateaulehme auf dem Oberen Lias ruhen alle auf dem Posidonienschiefer. Im Westen des Gutlands in der Nähe von Bascharage liegen sie auf maximal 395 m ü. NN; nach Südosten nimmt ihre Höhe bis zu 300 m bei Bettembourg ab.

Profil 21

Aufnahmestelle: Profilgrube 21 im Jungebusch, 2300 m nordwestlich von Bascharage.
 Gestein: d^x auf lo^2 .
 Höhe: 361 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Buchenwald.
 Probenummern: 144-149.

		Probe	Tiefe
0- 50 cm	Ton. Bis zu 15 cm humös. Von 22 bis 50 cm eine Zone mit bis zu 3 cm großen Eisenkonkretionen. Der Ton ist rötlich-gelb, 7,5 YR 6/6.	144	35- 40 cm
50- 90	Ton, sehr blassbraun, 10 YR 7/4, enthält einige Eisenkonkretionen.	145	60- 70
90-110	Ton, hellbräunlich-grau, 2,5 Y 6/2 mit einigen Eisenkonkretionen.	146	96-106
110-150	Ton ohne Eisenkonkretionen. Bläßgelb bis hellgrau, 5 Y 7/2 - 2,5 Y 7/2.	147 148	115-120 135-140
150-	Kalkhaltiger Ton: lettenartige Struktur, sehr zäh.	149	155-160

Profil 22

Aufnahmestelle: Profilgrube 22 auf dem Lamerberg, 1300 m nord-westlich von Hautcharage.
 Gestein: d^x auf lo^2 .
 Höhe: 360 m ü. NN.

Bodenbenützung: Buchenwald.
 Probennummern: 255-262.

		Probe	Tiefe
0- 5 cm	Humöser toniger Lehm, dunkelgräulich-braun, 10 YR 4/2. Einige kleine runde Eisenkonkretionen.	255	0- 5 cm
5- 38	Toniger Lehm, bräunlich-gelb, 10 YR 6/8 mit einigen runden Eisenkonkretionen.	256	20- 25
38-110	Ton bis mehlsandig-tonigen Lehm. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/8 mit hellgelblich-braunen Stellen, 2,5 Y 6/4. Eckige, flache Eisenkonkretionen, 6-7 cm Durchmesser, durch die ganze Zone verbreitet.	257 258	45- 50 75- 80
110-250	Toniger, abwechselnd gefärbter Lehm: 130 cm: Gelbrot und hellgrau, 5 YR 5/6 und 5 Y 7/1. 195 Kräftig-braun und grau, 7,5 YR 5/8 und 5 Y 6/1. 245 Grau und braun, 5 Y 6/1 und 7,5 YR 5/4. Keine Eisenkonkretionen.	259 260	125-135 190-200
250-	Kalkhaltiger Ton. Grau mit kleinen Stellen rötlich-gelb, 5 Y 6/1 und 7,5 YR 6/6.	262	250-260

Profil 23

Aufnahmestelle: Profilgrube 23 auf dem Lamerberg, 1200 m nordwestlich von Hautcharage.
 Gestein: lo².
 Höhe: 365 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Buchenwald.
 Probennummern: 213-216.

		Probe	Tiefe
0- 17 cm	Humöser, mehlsandiger Ton. Braun, 10 YR 5/3.	213	5- 12 cm
17- 32	Mehlsandiger Ton. Die Farbe verläuft von oben nach unten von braun, 10 YR 5/3 nach hellgrau, 5 Y 7/1. Stellen gelblich-rot, 5 YR 5/8.		
32-115	Ton. Hellgrau, 5 Y 7/1 mit gelblich-roten Flecken, 5 YR 5/8.	215	40- 45
115-	Kalkhaltiger Ton. Hellgrau, 5 Y 7/1. Feine Schichtung des Posidonienschiefers. Im Profil 23 werden keine Eisenkonkretionen vorgefunden.	216	115-120

Profil 24

Aufnahmestelle: Profilgrube 24 auf dem Lamerberg, 1800 m nordwestlich von Hautcharage.
 Gestein: d^{1x} auf lo¹.
 Höhe: 347 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Buchenwald.
 Probennummern: 217-221.

		Probe	Tiefe
0- 25 cm	Humöser, mehlsandig-toniger Lehm. Dunkelgräulich-braun, 10 YR 4/2, auf 10 cm in gelblich-braun hin-überwechselnd, 10 YR 5/4. Einige Eisenkonkretionen.	217	0- 8 cm
		218	15- 20
25- 40	Bank von Eisenkonkretionen. Der ausfüllende Lehm ist braun, 7,5 YR 5/4. Die Untergrenze dieser Zone ist wellig und scharf.	219	30- 35
40-110	Ton, Hellgrau, 5 Y 7/1. Gelbrote Stellen, 5 YR 5/6. Auf 90 cm eine schmale Zone mit Eisenkonkretionen.	220	50- 55
110-	Hellgrauer Ton, 5 Y 7/1. Lettenartige Schichtung des Posidonienschiefers. Nicht kalkhaltig.	221	110-120

Profil 25

Aufnahmestelle: Profilgrube 25, 1000 m nordwestlich von Schouweiler.
 Gestein: d^{2x} auf lo¹.
 Höhe: 366 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Buchenwald.
 Probennummern: 801-806.

		Probe	Tiefe
0- 37 cm	Humöser mehlsandig-toniger Lehm. Dunkelgelblich braun, 10 YR 4/4. Runde Eisenkonkretionen bis zu 3 cm Durchschnitt.	801	15- 20 cm
37- 57	Ton. Hellgelblich-braun, 10 YR 6/4. Runde Eisenkonkretionen.	802	41- 50
57- 90	Ton. Farben in feiner Schichtung. Abwechselnd kräftig braun, 7,5 YR 5/8 und grau N 6/ . Keine Eisenkonkretionen.	803	83- 90
90-109	Ton. Grau, N 6/ mit einer einzelnen Schicht kräftig-braun, 7,5 YR 5/8.	804	96-103
109-	Feingeschichteter grauer Ton, N 6/ . Struktur des Posidonienschiefers.	805	112-117
		806	125-135

Profil 26

Aufnahmestelle: Bohrung 26, 800 m südwestlich von Bettembourg.
 Gestein: d^{2x} auf lo¹.
 Höhe: 306 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerland.
 Probennummern: 400-411.

		Probe	Tiefe
0-190 cm	Kräftig-braun bis gelblich-braun, 7,5-10 YR 5/6. Im Mähfeld trifft man einige Stücke Dogger-Kalksandstein mit einem Durchschnitt von etwa 5 cm. Das Eisenerz in diesem Profil ist rund und höchstens 1 cm groß. Von 50 cm an bis unten in die Bohrung hinein	400	55- 65 cm
		401	100-110
		403	150-160

	findet man eine feine Schichtung, in welcher die manchmal in Färbung abwechselnden Schichten nicht dicker als 1 mm sind.		
190-280	Mehlsandiger Ton. Bräunlich-gelb. 10 YR 6/8. Braune und graue Farben in scharf abgegrenzten Schichten. Keine Eisenkonkretionen.	404 406	210-220 250-260
280-390	Mehlsandiger Ton. Bräunlich-gelb, 10 YR 6/8. Stellenweise (280-290 cm) grau, N 6/2. Feine Schichtung mit braunen, blauen und grauen Farben.	408 409	280-290 310-320
390-435	Mehlsandiger Ton mit Kalkstückchen. Hellgrau, N 7/ und gelblich-braun, 10 YR 5/8 in dünnen, scharf abgegrenzten Schichten.	410 411	365-380 425-435

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 21-26

Die Korngrößenverteilungen (Abb. 8-13; Tab. 9) der tiefsten Proben der Profile 21-26 weisen eine große Einheitlichkeit auf. 50 bis 70% des Materials kommt in der Fraktion < 2 Mikron vor; der restliche Teil ist in abnehmenden Mengen über die Fraktionen 2-50 Mikron verbreitet und nur einige Prozente findet man als Teilchen, größer als 50 Mikron, wieder. Diese Korngrößenverteilung ist charakteristisch für den feinkörnigen Posidonienschiefer.

Die Gleichheit in der Korngrößenverteilung der Plateaulehmproben und des Muttergesteins gilt nur für die tieferen Teile der Lehmprofile. In den höheren Zonen zeigen sich Unterschiede, durch die sich die Plateaulehme auf dem Posidonienschiefer in drei Typen unterscheiden lassen:

1. Der erste Typ umfaßt Profile, die dem Einfluß der Lösssedimentation ausgesetzt gewesen sind. Dies ist der Fall bei den Profilen 21, 23, 24 und 25. Es ist keine Rede von einer Schicht reinen Lösses: das äolische Material ist immer mit Verwitterungsprodukten des Posidonienschiefers vermischt. So enthält das Profil 24 in der Zone von 0-8 cm (Probe 217) 37,5% in den Fraktionen 8-50 Mikron; das Profil 25 enthält 32,5% (Probe 801 auf 15-20 cm); das Profil 21 enthält 24% (Probe 144 auf 35-40 cm); das Profil 23 enthält nur 21% in der Fraktion 8-50 Mikron (Probe 213 auf 5-12 cm).

Die Korngrößenverteilung der vier erwähnten Profile ist also sehr regelmäßig: eine Mischung von Verwitterungsmaterial des feinkörnigen Posidonienschiefers und Löß. Nur zwei der Proben weichen hiervon ab: nr. 219 des Profils 24, das verhältnismäßig viel grobes Material enthält (24,5% ist größer als 50 Mikron) und nr. 215 des Profils 23 mit 42,5% grober als 50 Mikron. Es sind Lehmproben, welche von einer Bank von Eisenkonkretionen herrühren. Die bei der Korngrößenanalyse angewandte Behandlung mit kochender Salzsäure zur Trennung der durch Eisenverbindungen verkitteten Teilchen reicht nicht aus für die vollständige Auflösung von Eisenkonkretionen größer als 50 Mikron. Die Folge ist die höhere Lage der Sommatationskurve der Proben 219 und 215 (vgl. I. Kapitel).

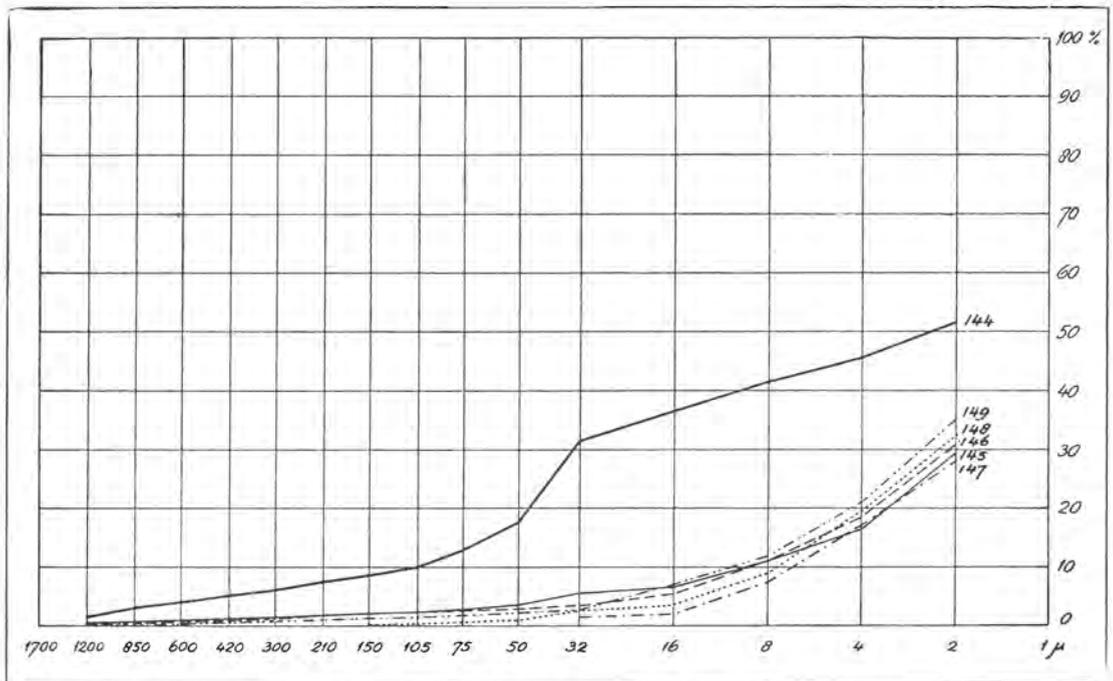


Abb. 8 Die Korngrößenverteilung im Profil 21 auf dem Posidonienschiefer.
Size frequency distribution in profile 21 on the Posidonienschiefer.

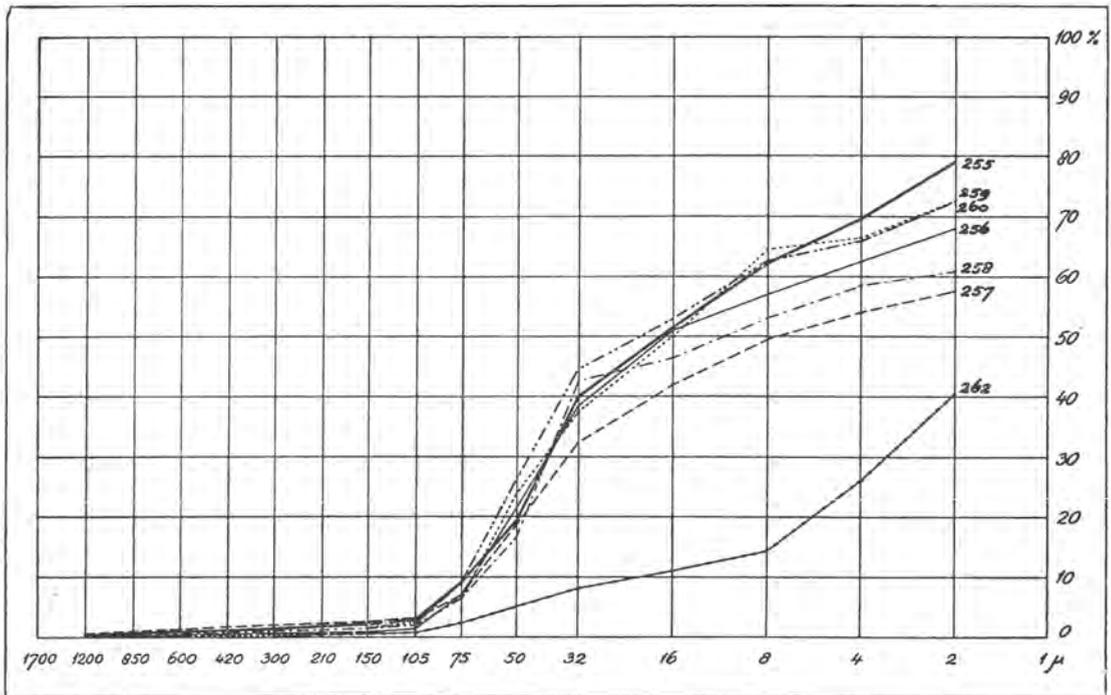


Abb. 9 Die Korngrößenverteilung im Profil 22 auf dem Posidonienschiefer.
Size frequency distribution in profile 22 on the Posidonienschiefer.

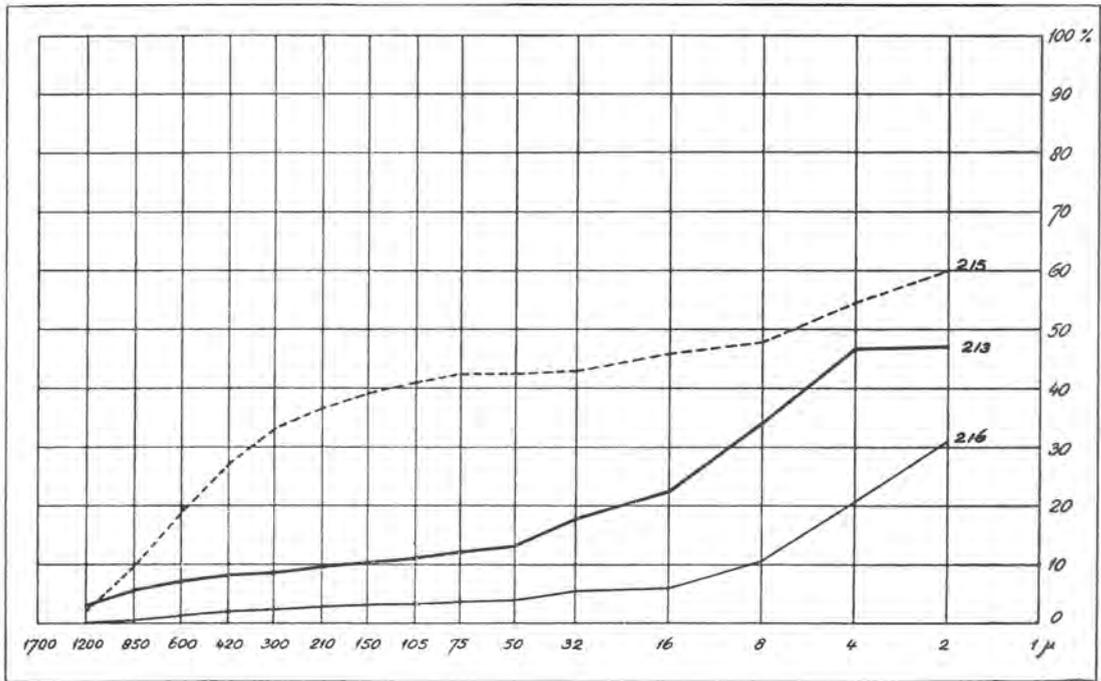


Abb. 10 Die Korngrößenverteilung im Profil 23 auf dem Posidonienschiefer.
Size frequency distribution in profile 23 on the Posidonienschiefer.

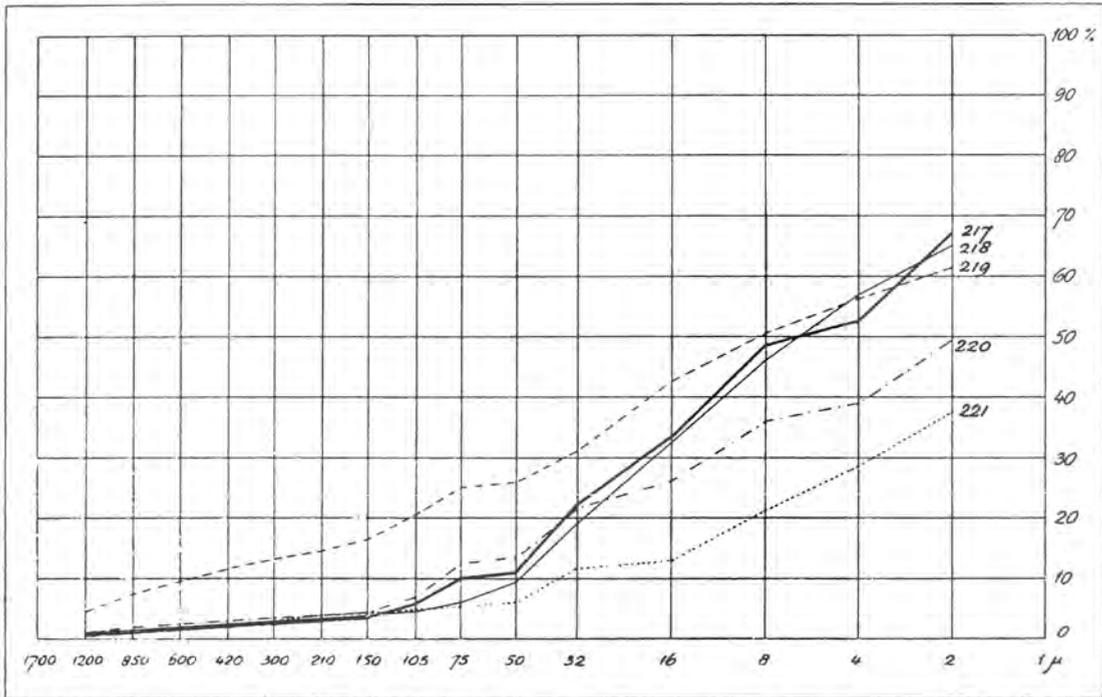


Abb. 11 Die Korngrößenverteilung im Profil 24 auf dem Posidonienschiefer.
Size frequency distribution in profile 24 on the Posidonienschiefer.

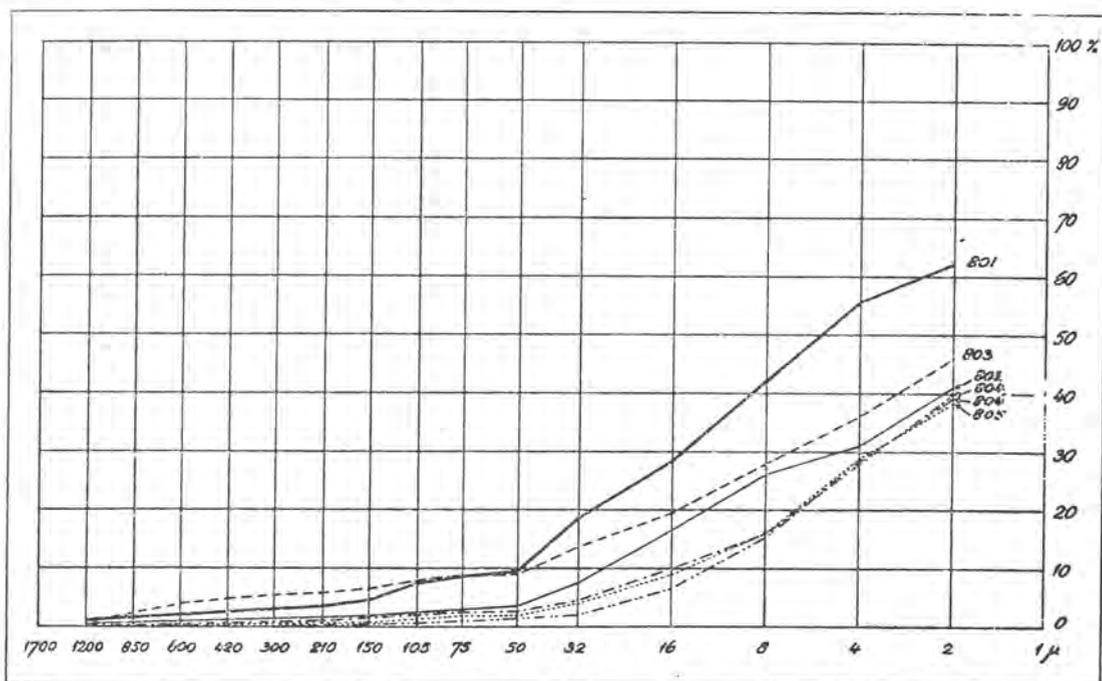


Abb. 12 Die Korngrößenverteilung im Profil 25 auf dem Posidonienschiefer.
Size frequency distribution in profile 25 on the Posidonienschiefer.

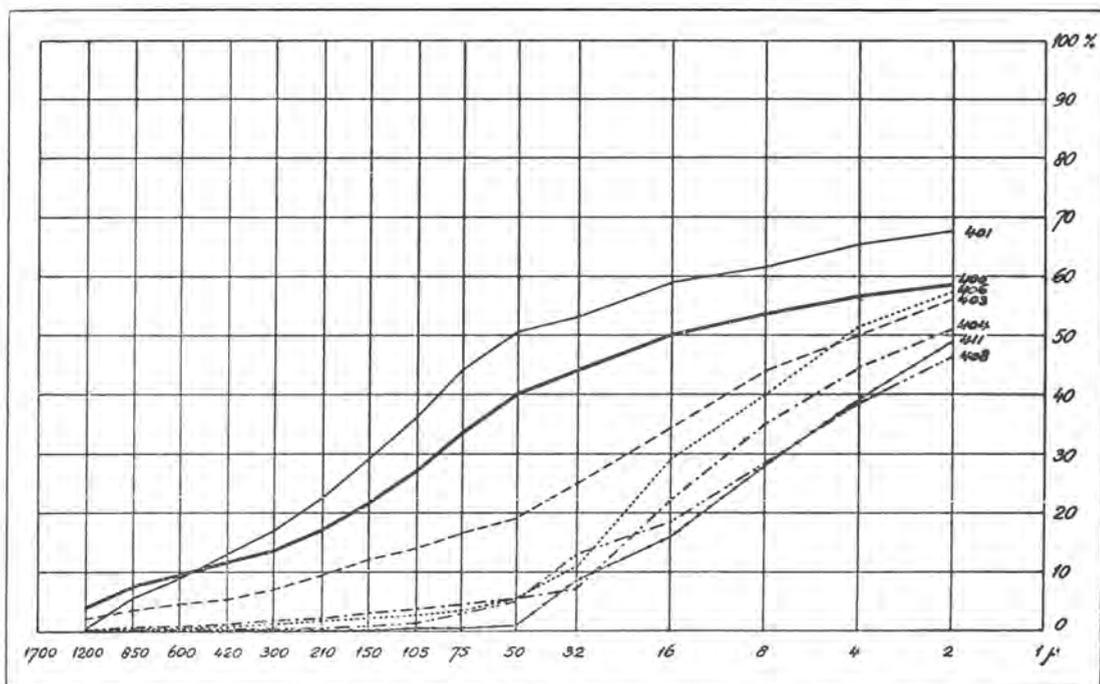


Abb. 13 Die Korngrößenverteilung im Profil 26 auf dem Posidonienschiefer.
Size frequency distribution in profile 26 on the Posidonienschiefer.

Die soeben erwähnte Vermischung von Löß mit den Verwitterungsprodukten des Posidonienschiefers geht nicht tiefer als 60 cm.

2. Der zweite Typ des Profilaufbaus liegt vor im Profil 22, wo sich über der zutiefst liegenden Probe 262 mit der Korngrößenverteilung des Posidonienschiefers eine 2 Meter dicke Schicht mehlsandig-toniger Lehm entwickelt hat (Abb. 9). Der steile Teil der die Korngrößenzusammensetzung dieser Schicht zeigenden Summationskurve liegt zwischen 105 und 32 Mikron in welchem Trajekt etwa 40% des Materials konzentriert ist. Wie ist die Anwesenheit der mehlsandig-tonigen Lehmschicht zu erklären? Der unterliegende Posidonienschiefer ist ja zu feinkörnig um das Material dieser Schicht abgeben zu können. Die Zusammensetzung der Schicht läßt sich auch nicht erklären aus den Lias- und Doggergesteinen in der Umgebung des Profils 22, sodaß es nicht möglich ist, den Herkunftsort zu bezeichnen.

Die Korngrößenverteilung der Lehmschicht mit einem Gipfel von etwa 50% in der Fraktion von 16 bis 105 Mikron macht an die Korngrößenverteilungen denken, welche DE VRIES (1942) und VINK (1949) für einige Sandlößproben aus den Niederlanden angeben. In den betreffenden Proben, enthalten die Fraktionen 50-75 Mikron und 75-105 Mikron noch je etwa 10%. Der steile Teil in der Summationskurve der mehlsandig-tonigen Lehmschicht im Profil 22 fällt in das gleiche Gebiet wie die Verteilung der oben genannten Sandlößproben von DE VRIES und VINK. Das Entstehen der Oberschicht von 200 cm des Profils 22 dürfen wir dem Einfluß eines Sandlösses zuschreiben der ein wenig grober als die meisten im Gutland gefundenen Lösses ist. Auch die noch zu besprechenden Schwermineralien deuten auf einen äolischen Ursprung der groben, nicht aus dem Posidonienschiefer abzuleitenden Komponenten hin.

Kam die Sandlößablagerung des Profils 22 auf dem Lamerberg in der gleichen Zeit zustande wie die allgemein vorkommende Beimischung von «normalen» Löß in der Gipfelschicht vieler Verwitterungsprofile im Gutland? Wir sahen bereits, daß die Vermischung von diesem «normalen» Löß mit der Verwitterungsschicht im Süden Luxemburgs keine größere Tiefe als etwa 60 cm erreicht. Hätte der Sandlöß ein gleiches Alter gehabt wie der «normale» Löß, so wäre er nach der Ablagerung denselben homogenisierenden Prozessen ausgesetzt gewesen. Man würde dann auch eine Vermischung vom Sandlöß mit dem Untergrund bis zu einer Tiefe von 60 cm erwarten. Im Profil 22 sehen wir aber, daß es eine 200 cm dicke Mischungsschicht vom Sandlöß mit den Verwitterungsprodukten des Posidonienschiefers gibt, was darauf hinweist, daß sich hier andere, oder wenigstens stärkere homogenisierende Prozesse abgespielt haben müssen. Wir denken hier zunächst an Solifluktion, durch die das Material auf dem Lamerberg versetzt und vermischt werden konnte. Die Ausmaße dieses Prozesses können aber nur sehr bescheiden gewesen sein, da sich keine große Solifluktionsdecke gebildet hat. Die Erscheinung ist hier sehr ortsbedingt. Überdies findet man nur selten ein Gesteinsfragment oder verspülte Eisenkonkretionen. Im Lehm des Profils 22 ist nur vereinzelt eine willkürlich orientierte Eisenkonkretion in den Lehm eingeschlossen. Auch das Korngrößenbild weist durch seinen hohen Sortierungsgrad des groberen Materials nur auf eine schwache Umgestaltung, bei der ein wenig Ton aus dem Untergrund aufgenommen werden konnte, was einen etwas höheren Tonprozentatz als in einem gewöhnlichen Löß ergibt.

Hinsichtlich der Tiefe bis auf welche äolisches Material im Boden vorgefunden wird, hat JUNGERIUS für das östliche Gutland nachgewiesen, daß der Löß sich bis zu einer Tiefe von etwa 60 cm finden läßt. Die jüngere, vermutlich vor etwa zehn Jahrtausenden angeführte vulkanische Assoziation findet man nicht tiefer als 20 bis 30 cm im Boden. Wo aber starke anthropogene Einflüsse den Boden stark gestört haben, gelten diese Zahlen nicht. Dies trifft u. a. zu in Forstwirtschaftsgebieten, wo man Gruben von über 1 Meter Tiefe findet. Es muß für die Störung der Plateaulehne eine noch viel stärker eingreifende menschliche Tätigkeit erwähnt werden: die jetzt der Vergangenheit angehörende Gewinnung von den in den Plateaulehnen so häufig vorkommenden Eisenkonkretionen. Große Teile der von LUCIUS auf der geologischen Karte von Luxemburg angegebenen Plateaulehne haben demzufolge ihren natürlichen Aufbau eingebüßt. Ein Beispiel bietet hier der Plateaulehm im Bois d'Athus westlich von Bascharage, der völlig durchgraben ist. Für die Untersuchung von ungestörten Profilen mußte ich mich auf den nahe gelegenen Lamerberg (vgl. Abb. 44) beschränken. Da das hier liegende Profil 22 nicht anthropogen gestört wurde, weicht die große Tiefe des Sandlößvorkommens (200 cm) stark von dem bereits erwähnten, für den normalen Löß geltenden Wert von 60 cm ab.

Nehmen wir an, daß Solifluktion als homogenisierender Prozeß gewirkt hat, so bin ich der Ansicht, daß die Profile in denen der Löß nur bis zu einer Tiefe von 60 cm vorkommt *nach* der Ablagerung des äolischen Materials keinen oder kaum einigen Solifluktionsprozessen ausgesetzt gewesen sind. Es handelt sich hier nicht um zufällige, örtlich bedingte Umstände die ein eventuelles Solifluieren des Bodens verhinderten, denn dafür ist das Vorkommen von Profilen mit Löß zu einer Tiefe von 60 cm eine viel zu allgemeine Erscheinung, wenigstens insofern es Plateaulehne auf flachen Formassoziationen betrifft. Eine tiefe Umwirkung des Bodens nach der Ablagerung vom «Normallöß» ist nicht erfolgt. Dies hängt mit der Tatsache zusammen, daß im Gutland vermutlich nach der Sedimentation des «Normallösses» keine Permafrostbedingungen aufgetreten sind. Die Bewachsung wird das etwaige Solifluieren des Bodens auf den flachen Teilen des Gutlands auch stark gehemmt haben. Im Bereiche der Dellen und Täler liegen diese Erscheinungen im Gutland ganz anders, wie aus der Untersuchung von JUNGERIUS (1958) hervorgeht.

Nach dem vorangegangenen kommen wir also zur folgenden Einsicht: Der Normallöß ist erst nach der Solifluktionsperiode, in welcher der Sandlöß des Profils 22 bis zu einer Tiefe von 200 cm in den Untergrund gemischt wurde, sedimentiert. Der Sandlöß ist also älter als der «Normallöß» (vgl. XI. Kapitel).

3. Den dritten Typ des Profilaufbaus von Plateaulehnen auf dem Posidonienschiefer finden wir in der Bohrung 26 südwestlich von Bettembourg. Das Profil liegt in dem sich südwestlich von Hesperange über eine große Fläche beiderseits der Alzette ausdehnenden Niveau von 300 m ü. NN. Auf Grund der Korngrößenverteilung kann in diesem Profil eine Dreiteilung gemacht werden:

- a. Eine untere Zone von 280 bis über 435 cm. Diese Zone hat die bekannte Zusammensetzung des verwitterten Posidonienschiefers: 50% ist kleiner als 2 Mikron; der Rest des Materials ist zu gleichen Teilen über die Fraktionen von 2 bis 50 Mikron verteilt.
- b. Eine mittlere Zone von 200 bis 280 cm. Ihre Proben haben in den Fraktionen von 8 bis 50 Mikron einen etwas größeren Prozentsatz als in der Zone des verwitterten

Posidonienschiefers. Da es sich nur um kleine Unterschiede handelt, läßt sich nicht ganz sicher feststellen ob hier nicht eine kleine Lößbeimischung vorliegt. Die Schwermineralienzählung gibt diesbezüglich keinen Aufschluß.

- c. Eine obere Zone, welche den Teil von 0 bis 200 cm des Profils 26 umfaßt. Das Material weicht stark von dem der tieferen Zonen ab, indem 40 bis 50% grober als 50 Mikron ist. Die maximale Korngröße dieses Sandes ist etwa 420 Mikron; er ist also viel zu grob um aus dem Posidonienschiefer entstanden sein zu können. Das einzig mögliche Herkunftsgestein ist der Dogger; alle anderen mesozoischen Gesteine in diesem Teile Luxemburgs sind feinkörniger. Bei der Behandlung der Schwermineralien des Profils 26 werden wir sehen, daß diese Auffassung fest unterstützt wird. Erst nach dieser Behandlung wollen wir näher auf die Genese des Profils 26 eingehen.

Die Schwermineralien der Profile 21-26

Die Zusammensetzung der Schwermineralien der Plateaulehme auf dem Posidonienschiefer ist in der Tabelle 10 wiedergegeben. Das Spektrum des Schiefers selber wird aus nur wenigen Mineralien aufgebaut. Deutlich kann man das bei den Proben 736, 738 und 739, die in der Grube der Ziegelfabrik in Bettembourg gesammelt wurden, feststellen. Es handelt sich hier um Proben aus dem harten, völlig unverwitterten Gestein.

Neben den «Durchläufern» Rutil, Zirkon und Turmalin kommt praktisch nur noch das Mineral Anatas vor. Das Maß, in dem dieses Mineral auftritt ist aber so beträchtlich (15-24%), daß die schwere Fraktion des Posidonienschiefers hierdurch stärkstens charakterisiert wird. Stellenweise wurden in dem verwitterten Posidonienschiefer 40% Anatas gezählt.

Der starke Verwandtschaftsgrad zwischen den meisten Plateaulehmen auf dem Posidonienschiefer und diesem Schiefer selbst wird, mit Ausnahme der Profile 22 und 26, welche bei der Korngrößenanalyse eine abweichende Position ergaben, durch die Ergebnisse der Schwermineralienzählungen stark betont. Einmal durch häufige Anatasvorkommen, zweitens durch das konstante Verhältnis zwischen den «Durchläufern» von oben bis unten durch die ganzen Plateaulehmprofile.

Auf Grund dieser Angaben sowie der Ergebnisse der Korngrößenanalyse komme ich zu der Schlußfolgerung, daß die Profile auf dem Posidonienschiefer, mit Ausnahme der Nummern 22 und 26, durch Verwitterung unmittelbar aus diesem Gestein entstanden sind. Dieser Verwitterungsschicht in situ und namentlich den oberen 60 cm wurde zwar später etwas Löß zugefügt, die Menge jedoch ist gering. Eine selbständige Lößschicht wurde auf dem Posidonienschiefer nirgends festgestellt.

Der große Prozentsatz der Mineralien der Lößassoziation der mit 25-30% in den oberen Zonen des Profils 25 gefunden wird, darf nicht zur Folgerung führen, daß in diesem Profil sehr viel Löß abgelagert worden wäre. Wegen der Feinkörnigkeit des Posidonienschiefers wird Löß in dem Bereich über 30 Mikron, oberhalb welcher Grenze ja die Schwermineralien determiniert werden, eine überherrschende Rolle spielen. Dies erklärt die scheinbare Diskrepanz zwischen dem hohen Prozentsatz Lößmineralien und der etwas

Profil und Probe	Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Braune Hornblende	Hypersthen	Disthen	Spinel	Glaukophan	Titanaugit
21 144	35- 40	49	8	4	61	1	23	6		3	1		1											
146	96-106	71	15	5	50	2	24	17		×	1	1		×				×						
148	135-140	41	16	3	55	1	24	15			1						1							
149	155-160	23	36	3	52	2	21	16		2	1	2												
22 255	0- 5	50	6	2	33	4	22	11		2	17		3	3								1		
256	20- 25	40	6	2	42	7	22	8		4	9		4	1			×	×			1			
258	75- 80	51	13	1	51	1	22	13		1	9											2		
260	190-200	36	4		57	3	16	15			7											2		
262	250-260	41	7	1	50	2	19	19	×		3				2			2			1			
23 213	5- 12	41	9	3	19	9	4	18		15	24	1	2	2	2						1			
215	40- 45	15	1	1	5					30	7		17	15	5				14		1			5
24 217	0- 8	49	11	2	25	4	13	16		5	28		1	2	1				1		1	1		
218	15- 20	44	5	5	53	5	17	7		1	8		1	2							1	1		
220	50- 55	67	9	8	25	8	22	13		2	18							1			1	2		
221	110-120	100																						
25 801	15- 20	37	12	5	23	8	10	13	×	1	27	1	2	2	1	1	1	1		×	2		1	
802	41- 50	30	19	5	35	5	19	8	1	2	28	1	1											
803	83- 90	31	21	1	34	11	16	17			13	2	1				4				1			
804	96-103	6	28	8	39	1	20	40			7													
805	112-117	17	23	2	48	1	18	28			2													
26 400	55- 65	49	33	5	34	28	24	1			3	1					1	2			1			
401	100-110	26	77	8	40	33	16				1	1						1						
403	150-160	34	25	8	33	26	18				1							×						
404	210-220	30	56	13	39	6	29	7	1	1	1		1	1	1			×						
406	250-260	14	23	5	32	3	21	36		1	1		1			×		×						
408	280-290	13	18	3	27	9	16	41	2						1			1						
409	310-320	12	47	4	35	6	37	12			1				1		3				1			
410	365-380	13	32	6	32	3	30	24	1		3				1		1	1						
* 736		32	18	9	32	1	30	24			1								3					
* 738		28	20	12	38	1	26	15	2		2								4					
* 739		36	16	12	39		30	16		1	1	1									×			

* Unverwitterter Posidonienschiefer

Tabelle 10 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 21-26 auf dem Posidonienschiefer.
The heavy minerals in the profiles 21-26 on the Posidonienschiefer.

gen Niveau von etwa 280 m ü. NN. bei Bettembourg einschnitt entstanden, so kann der Sand nur durch äolische oder solifluäre Prozesse angeführt sein.

- a. Auf Grund des sehr wenig sortierten Charakters des Sandes, wie die Sommatationskurve ihn zeigt, ist eine äolische Transportform ausgeschlossen; das Material müßte dann ja in nur einige Fraktionen zusammengeballt sein. Als Beispiele von Sommatationskurven äolisch transportierten Sandes im Luxemburg seien die Proben 265, 266 und 267 des Profils 11 angeführt (Abb.2).
- b. Auch die Anfuhr des Sandes durch Solifluktion muß abgelehnt werden. Der unsortierte Charakter entspräche zwar diesem Transporttyp, aber man kann kaum annehmen, daß diese Solifluktion den Sand über eine Entfernung von 3 km, von der Doggerschichtstufe bis zum Profil 26, befördert hätte. Dann möchte man sich nämlich überall im Gutland in überzeugender Weise Solifluktionserscheinungen gegenübergestellt sehen, u. a. durch häufiges Vorkommen dicker Solifluktionspakete, welche aber nicht gefunden werden. Wo Solifluktion festgestellt wurde, handelte es sich immer um Erscheinungen sehr örtlichen Charakters.
- c. Es bleibt nur eine Möglichkeit: ein fluviatiler Transport des sandigen Materials der oberen 1,5 bis 2 m des Profils 26. Dies kann nur in der Periode geschehen sein, da das Flußsystem noch im 300 m-Niveau lag, sodaß die Sedimentation ein vorquartärer Prozeß gewesen sein muß. Auffallend ist, daß die Proben 400 (55-65 cm tief) und 401 (100-110 cm tief) ein gewisses Maß einer Zweiphasigkeit aufweisen (vgl. BAKKER und MÜLLER 1957).

Welcher Fluß hat das sandige Material des Profils 26 angeführt? Die Mitteilungen über das Flußsystem im XII. Kapitel vorwegnehmend darf man annehmen, daß die Alzette oberhalb Bettembourg zusammen mit ihren Nebenflüssen in der Zeit da sie im 300 m-Niveau flossen, abgesehen von Verwilderungsunterschieden, ungefähr dasselbe Gefüge wie heute hatte.

Kann man also die Alzette als den Fluß bezeichnen, der das sandige Doggermaterial, das wir im Profil 26 finden, ablagerte? Wenn die Alzette im 300 m-Niveau soviel Sand beförderte, daß es möglich war, daß eine 2 m dicke Schicht am Orte des Profils 26 abgelagert wurde, so hätte dieser Fluß auch am linken Ufer auf die vielen dazuliegenden Plateaulehne Sand sedimentieren müssen. Wir finden an der Nordseite des Alzettetales jedoch nur stellenweise Doggersand (vgl. V. Kapitel). Möglich ist die dicke sandige Oberschicht des Profils 26 durch Sedimentation des Dudelanger Baches entstanden. An der Stelle wo dieser Fluß das enge und tiefe Tal, das er in das Doggergestein eingeschnitten hatte, verließ und in die weite vor der Doggerschichtstufe gelegene Pedimentebene ausströmte, war er nicht mehr imstande den groben Sand weiter zu transportieren und es fand daher Ablagerung von Doggersand statt. Der ziemlich mäßige Sortierungsgrad des Sandes hängt zusammen mit einem Wechsel in Stromstärke des Dudelanger Baches, welchen man aus einem unregelmäßigen Wechsel von grob- und feinkörnigen Sandschichten ablesen kann. Der Raum zwischen den Körnern wurde durch Ton ausgefüllt, was dem Sediment einen zweiphasigen Charakter besorgte. Als Folge der Bemusterungsweise mit dem Bohrer enthält eine einzelne Probe eine Anzahl dieser Sandschichten, wodurch die Korngrößenverteilung einen nicht-sortierten Charakter erhält.

Die Tonminerale der Profile 21-26

Die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 1 Mikron der Proben aus den Profilen 21 bis 26 auf dem Posidonienschiefer findet man wiedergegeben in der Tabelle 11.

Die wichtigsten Mineralien sind Illit und Kaolinit. Quarz findet sich in kleinen Mengen in allen Proben. In den meisten Proben wurden eine kleine Menge Montmorillonit festgestellt. Reflektionen in fünf Proben auf 14 \AA oder auf 15 bis 16 \AA waren so schwach, daß sich aus den Röntgenfilmen nichts Näheres über den Charakter der betreffenden Mineralien ableiten ließ.

Vor der Röntgenaufnahme wurde die Fraktion < 1 Mikron mit Natrium dithionit enteisen (MEHRA und JACKSON, 1960). In den Proben der Profile 25 und 26 wurden, wie die Röntgenanalyse zeigte, nicht alle Eisenhydroxyden entfernt und es läßt sich in fast allen Proben noch ein wenig Goethit feststellen, sowie eine Spur Lepidokrokit in der Probe 801 des Profils 25.

Beschränken wir uns jetzt auf die Komponenten Illit und Kaolinit, die zusammen immer mehr als 80% des Materials bilden.

Der Illitgehalt schwankt zwischen 35 und 80%; der Kaolinitgehalt von 10 bis 50%. Zahlen von 35 bis 50% für Kaolinit kommen in vier der sechs Profile vor. In den Profilen 21 bis 24 liegt die Tendenz zu einer geringen Abnahme des Kaolinitgehalts, je nachdem man tiefer ins Profil vorstößt, vor.

Die Zahlen 30 bis 40% Kaolinit für die tiefsten Profilproben, wo man schon die letternartige Struktur des Posidonienschiefers (Unteres Toarcien) erkannte, entsprechen den Zahlen, welche MILLOT (1949) erwähnt bei seiner Untersuchung der Tonzusammensetzung in einer Anzahl von mesozoischen und tertiären Gesteinen in Frankreich. Für das Toarcien bei Champigneulle (Meurthe et Moselle), bei Ludres und bei Nancy gibt MILLOT Zahlen von 40 bis 50% Kaolinit. Beim ersten Anblick dieser Zahlen könnte man zur Auffassung neigen, daß die ziemlich hohen Kaolinitgehalte der Plateaulehme auf dem Posidonienschiefer durch die Zusammensetzung eben dieses Schiefers bedingt wären. Allenfalls hätte dann eine kleine Zunahme des Kaolinit während der Verwitterung, der diese marinen mesozoischen Sedimente nach der Hebung ausgesetzt gewesen sind, stattgefunden. Eine eingehendere Untersuchung des Posidonienschiefers selbst jedoch führt zu Ergebnissen, die sich von MILLOTS Toarcienproben stark unterscheiden, sodaß die Verwitterung des Schiefers in einem ganz anderen Lichte, ganz anders als im vorigen Absatz beschrieben wurde, betrachtet werden muß.

Tatsächlich wies die tiefste Probe bei den meisten Profilen schon eine deutliche letternartige Struktur auf, bei einem Kaolinitgehalt von 30 bis 40%. Es wäre aber falsch, hieraus die Folgerung zu ziehen, daß der Posidonienschiefer eine gleiche Menge Kaolinit enthalte, da die eben erwähnten Proben keine Repräsentanten des unveränderten Schiefers sind. Die Proben besitzen ja nicht die uns aus den Aufschlüssen bekannte Härte des Posidonienschiefers. Sie sind vielfach entkalkt und haben eine zähe Konsistenz, sie sind schon von der Verwitterung angegriffen. Was das heißt, geht aus der Untersuchung der Tonzusammensetzung wirklich unverwitterten Posidonienschiefers hervor, dessen Proben in

	Tiefe cm.	Mont- moril- lonit	14 Å- Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	Lepido- krokit	T-Wert
Profil 21									
144	35- 40	Spur		45	50	5			
146	96-106	5		50	40	5			
148	135-140	5		50	40	5			
Profil 22									
256	20- 25	Spur	Spur	45	45	10			44
257	45- 50	5		55	35	5			
259	125-135	Spur		60	35	5			56
262	250-260	Spur		55	35	10			34
Profil 23									
213	5- 12	5-10		35	45	10			68
215	40- 45	5		45	45	5			
216	115-120	5-10		55	30	5			46
Profil 24									
217	0- 8	Spur	Spur	50	40	10			59
220	50- 55	Spur		55	35	5			
221	110-120	Spur		70	25	5			47
Profil 25									
801	15- 20	?	Spur	65	25	10	Spur	Spur	
802	41- 50			70	25	5	Spur		50
803	83- 90		Spur	65	30	5	Spur		
804	96-103			70	25	5			42
806	125-135			60	35	5	Spur		42
Profil 26									
400	55- 65	?		70	25	2	Spur		61
401	100-110	?		80	15	5	Spur		
403	150-160	?		70	25	5	Spur		49
404	210-220		Spur	75	20	5	Spur		
406	250-260	Spur	Spur	70	25	2	Spur		66
408	280-290			75	20	5	Spur		
411	425-435			75	20	5			32
*739				85	10	5			

*Unverwitterter Posidonienschiefer.

Tabelle 11 Die Tonminerale in den Profilen 21-26 auf dem Posidonienschiefer.
The clay-mineral composition in the profiles 21-26 on the Posidonienschiefer.

dem Bruch der Bettembourger Ziegelfabrik einige Meter unter dem Mähfeld gesammelt werden konnten. Es sind die Proben 736, 738 und 739, die alle nicht mehr als etwa 10% Kaolinit enthalten. Der Ton im luxemburgischen Posidonienschiefer (Unteren Toarcien) unterscheidet sich also um ein Beträchtliches von dem was MILLOT für die obgenannten Fundstätten in Frankreich angibt.

An den Stellen im Gutland, wo ein Ausstrich des Unteren Toarcien vorliegt, zeigt sich von der Oberfläche bis ins feste Gestein hinab folgende Dreiteilung:

1. Ein Verwitterungsboden ohne die Schieferstruktur des Posidonienschiefers.
2. Eine Zone, in der sich die Gesteinstruktur erhalten hat, ohne daß sie jedoch die Härte des Posidonienschiefers besitzt. Diese Zone wird daselbst mit dem Namen «Buch» bezeichnet.
3. Der unverwitterte Schiefer.

Die Profilbeschreibung, die am Anfang dieses Kapitels gegeben wurde, gilt nur für die Zone 1 und einen Teil der 2. Zone. In den Profilgruben und in den Bohrungen wurden der untere Teil der 2. Zone und der unverwitterte Schiefer selber nie erreicht, daes mit den üblichen Geräten des Handbohrers und der Hacke unmöglich war durch den zähen Buch hindurchzubrechen. Wie Mitarbeiter der «Ponts et Chaussées» und andere, die am Posidonienschiefer Erdarbeiten verrichtet hatten, erklärten, kann der Buch 4 bis 5 m dick sein. Erst unter dieser Zone wird das wirklich harte und unverwitterte Gestein gefunden. Die Verwitterungszone die sich auf dem Buch befindet ist 60 bis 100 cm dick.

Die Tonuntersuchung in diesen drei Zonen hat jetzt ausgewiesen, daß der Plateaulehm bis zu 50% Kaolinit, der Buch 25 bis 40% und der unverwitterte Posidonienschiefer nicht mehr als ungefähr 10% Kaolinit enthält. Diese Ergebnisse, so scheint es mir, berechtigen zu der Annahme, daß der Buch ein Verwitterungszustand des Posidonienschiefers ist. Weil der Buch so dick ist, muß der Charakter der Verwitterung intensiv gewesen sein. Es drängt sich der Gedanke auf, den Buch mit den marginalen feuchttropischen und feuchtsubtropischen «rotten rock»-Gebieten zu vergleichen (BAKKER und LEVELT 1964). Bei einer starken chemischen Umsetzung des Gesteins bleibt dessen Struktur im «rotten rock» erhalten.

Ganz im Einklang mit dieser intensiven Verwitterung ist die Zunahme des Kaolinitgehalts des Buches und des Plateaulehms hinsichtlich des Ausgangsmaterials. Wie groß die Maximalzunahme in den untersuchten Profilen ist, kann man nicht ohne weiteres der Tabelle 11, welche die Zusammensetzung der Tonminerale zeigt, entnehmen.

Diese zeigt ja, was die höheren Profilzonen betrifft, die Zusammensetzung der Mischung aus Plateaulehm und Löß, welche sich im allgemeinen von der des reinen Plateaulehms unterscheiden wird. Wie groß die Einwirkung des Lösses, der 10 bis 15% Ton erhalten kann, auf die Tonzusammensetzung der Mischung gewesen ist, läßt sich schwer feststellen, da mit Ausnahme des Lößprofils von Pettingen (vgl. XI. Kapitel) nirgends im Untersuchungsgebiet eine reine Lößschicht gefunden wurde; immer ist diese mit örtlichem Verwitterungsmaterial vermischt. Es ist daher nicht möglich, die reine Tonzusammensetzung des Lösses zu bestimmen. Der ursprünglichen Zusammensetzung können wir

aber am besten beikommen, indem wir die Lößproben mit einer Mindestbeimischung von örtlichem Verwitterungsmaterial des Untergrundes untersuchen. Die besten Beispiele finden sich im Profil 62 auf den Arietenschichten bei der «Maternité» in Luxemburg; im Profil 71 auf dem Luxemburger Sandstein 1200 m nordöstlich von Hesperange und im Profil 72 auf dem gleichen Gestein 1000 m nördlich von Hamm. Zur Ergänzung untersuchte ich den Ton im Lößprofil von Pettingen. Die Tonzusammensetzung dieser Lößablagerungen findet man in Tab. 36 (XI. Kap.).

Der wichtigste Unterschied in bezug auf die Tonzusammensetzung des größten Teils der Plateaulehme ist der niedrige Kaolinitgehalt des Lösses. In obengenannten Proben finden wir nur Werte von 5 bis 15% Kaolinit — es fragt sich dabei aber, ob nicht dieser Kaolinit zum Teil dem beigemischten Verwitterungsprodukt des Untergrundes entstammt. Wie dem immer sei: es darf hier die Schlußfolgerung gezogen werden, daß der «Normallöß» im Gutland in seiner Tonfraktion nicht über 10% Kaolinit enthält. Hieraus geht wiederum hervor, daß, wenn dem vielfach kaolinitreichen Plateaulehm Löß zugeführt worden ist, der Kaolinitgehalt der Mischung niedriger als der des Lehmes vor der Lößablagerung sein muß. Zieht man die zu dieser Untersuchung gehörenden Tonmineralientabellen heran, so muß mit dem obengenannten Effekt gerechnet werden: man findet die Zusammensetzung der Mischung, nicht die des Plateaulehmes selber.

Ist der Kaolinitgehalt des Plateaulehmes selber, oder vielmehr: der Unterschied im Kaolinitgehalt zwischen Plateaulehm und Muttergestein, ein Maßstab für die Verwitterung, der diese Lehme ausgesetzt gewesen sind (siehe auch XI. Kapitel), so müssen die Prozentsätze Kaolinit in der obersten Zone der lößhaltigen Profile höher eingeschätzt werden als in den Tabellen angedeutet wurde. Wieviel höher der Kaolinitgehalt des Lehmes vor der Lößbeimischung war, kann nicht genau berechnet werden, da es zuviele unsichere Faktoren gibt. Hierfür müßte man ja den Tonprozentsatz im Plateaulehm wie im Löß kennen: ließe sich die erste Zahl noch aus den tieferen Profilmzonen ableiten, die letztere ist sehr ungewiß. Auch sollte man das Verhältnis kennen, in dem Lehm und Löß mit einander vermischt sind. Auch müßte man um die obenerwähnte Berechnung machen zu können, die ursprüngliche Zusammensetzung des Tons im Löß selber kennen. Sogar von der angegebenen Zusammensetzung der drei reinsten Lößproben in den Profilen 62, 71 und 72 ist nicht bekannt, ob der Kaolinitgehalt schon primär diese Größe hatte oder ob er diese erst durch Vermischung mit Plateaulehm erhielt. Man müßte sich auch fragen, ob der Kaolinit im Löß nicht durch die Verwitterung, der das Material nach seiner Ablagerung ausgesetzt gewesen ist, entstanden sein kann.

Obwohl also viele unsichere Faktoren vorliegen, läßt sich doch wohl annähernd etwas sagen über den Umfang des Effektes, den der Löß auf den Kaolinitgehalt der Löß-Lehmmischung hat. Hierzu können wir uns der untenstehenden Formel bedienen:

$$\frac{abc + pqr}{ab + pq} = \% \text{ Kaolinit in der Mischung,}$$

in der:

- | | |
|----------------------------------|-----------------------------------|
| a = % Löß in der Mischung | p = % Lehm in der Mischung |
| b = % Ton im Löß | q = % Ton im Lehm |
| c = % Kaolinit im Ton des Lösses | r = % Kaolinit im Ton des Lehmes. |

- A. Es ist verantwortet, für eine Lage wie die des Posidonienschiefers folgendes anzunehmen: Einem Plateaulehm mit 50% Ton, von dem 40% aus Kaolinit besteht, wird 20% Löß mit einem Tongehalt von 10%, von dem wiederum 10% Kaolinit ist, zugefügt.

Es liegen dann folgende Werte vor:

a = 20	p = 80
b = 10	q = 50
c = 10	r = 40.

Bringen wir diese Zahlen in die Formel hinein, so finden wir für den Kaolinitgehalt der Mischung 38,5%. Dies ist nur ein sehr geringer Zurückgang, wir waren ja von einem Plateaulehm mit 40% Kaolinit ausgegangen.

- B. Es ist wichtig, zu wissen welchen Höchstzurückgang des Kaolinitgehalts wir in den Profilen des Posidonienschiefers infolge der Lößeinwirkung erwarten dürfen. Wir wählen folgende Werte:

a = 30	p = 70
b = 15	q = 40
c = 0	r = 50.

Geht man von einem Plateaulehm mit 50% Kaolinit aus, so hat die Mischung einen Gehalt von 43% dieses Minerals. Hinsichtlich der Lage auf dem Posidonienschiefer dürfen wir also folgern, daß der Einfluß der Lößablagerung auf den Kaolinitgehalt der Löss-Lehmmischung sehr gering ist. Bei einer Durchschnittslage wie unter A ist der Unterschied nur 1,5%; im Höchstfall unter B ist er nur noch 7%.

Bei der Beurteilung des Umfanges der Kaolinitzunahme in Plateaulehmen als Folge der Verwitterung des Posidonienschiefers vor der Lößablagerung, dürfen wir die Kaolinitprozentätze derjenigen Proben, denen später Löß beigemischt wurde, um 5% steigern. Die Einwirkung des Lösses auf die Tonzusammensetzung des Verwitterungslehmes am Posidonienschiefer ist nicht sehr groß.

Sehen wir uns mit dieser Angabe die Tonanalyse der normal aufgebauten Profile des Posidonienschiefers an, welche alle in der obersten Schicht Löß enthalten, so kommen wir zu der Feststellung, daß der Kaolinitgehalt des Plateaulehms vor der Lößzufuhr höchstens etwa 55% gewesen ist (Profil 21). Da der Kaolinitgehalt des Schiefers etwa 10% ist, kann man die durch Verwitterung bedingte Zunahme dieses Minerals auf etwa 45% berechnen. Diese Zunahme gehört einer gleichen Größenordnung an, wie die der Plateaulehme auf dem Korallenkalk. Was bei der Behandlung jener Profile über das Klima und die Periode, in denen die Kaolinitbildung stattfand, gesagt wurde, kann auch auf die hochliegenden Plateaulehme über 360 m ü. NN auf dem Posidonienschiefer angewandt werden (Das Profil 26 auf 306 m ü. NN ist hier also ausdrücklich ausgeschlossen). Kurz gesagt: eine Verwitterung, bei der in situ 45% Kaolinit gebildet werden konnte, kann in diesen Gegenden während oder kurz nach dem Mittelreuverien¹⁾ (BAKKER und LEVELT, 1964) nicht mehr in großem Umfang gewirkt haben.

1) Nach ZAGWIJNS (1960) Nomenklatur: Pliozän O Reuverien
M Brunssumien
U Susterien.

Daß, wenigstens was das Posidonienschiefergebiet betrifft, noch soviel Material aus dem Mittelplozän gefunden werden konnte, deutet darauf hin, daß die Denudation seit dem Brunssumien nicht groß gewesen sein kann. Diese Auffassung findet eine Unterstützung in der Analyse der Gefällkurven der Flüsse im Gutland, so wie diese im XII. Kapitel gegeben wird. Hier kommt man nämlich zu der Schlußfolgerung, daß auf dem Posidonienschiefer im südwestlichen Gutland seit dem Plozän keine beträchtliche Tiefenerosion mehr stattgefunden hat. Infolge der sehr beschränkten Denudation in diesem Teil des Gutlands seit der Plateaulehmbildung war zur Zeit der Lößablagerung noch sehr viel von den alten kaolinitreichen Verwitterungsdecken zurückgeblieben. Die Vermischung des alten Verwitterungsmaterials mit dem jungen Sediment hat zu einer Erscheinung geführt, die in BAKKER, MECKELEIN, KWAAD und LEVELT (In Vorbereitung) eine disharmonische Mineralassoziatiön genannt wird. Das besagt, daß in einem Profil zwei oder mehr Mineraltypen vorkommen können, die unmöglich eine gleiche Pedogenese haben durchmachen können, weil in der Umgebung, in der ein Typ gebildet wird, der andere Typ zugrunde gehen muß. Es betrifft hier die Mineralien Kaolinit und Epidot. Aus der Untersuchung der Granitverwitterung in Surinam (BAKKER 1958b, 1960) geht hervor, daß unter tropischem Hochwald in einer sauren Umgebung Kaolinit gebildet wird, während der Epidot unter diesen Umständen sehr schnell verwittert. Die Umstände, die zu der Bildung von bedeutenden Kaolinitmengen führen, schließen offenbar den Fortbestand von Epidot aus.

Was die mineralogische Zusammensetzung der Plateaulehme des Luxemburger Posidonienschiefers anbelangt, können wir also aus guten Gründen von einer disharmonischen Mineralassoziatiön sprechen, da Kaolinit und Epidot nebeneinander vorkommen. Aus dem Fortbestand dieser Disharmonie kann man schon folgern, daß die Kaolinitbildung vor der Epidotzufuhr, also vor der Lößablagerung, stattgefunden haben muß.

IV. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEN SPINATUSSCHICHTEN

Der Mittlere Lias besteht im Gutland namentlich aus den Spinatusschichten (lm^3) und den Margaritatusschichten (lm^2). Der Davoeikalk (lm^1) ist nur als eine dünne Schicht entwickelt und fällt als Träger von Plateaulehmen nicht ins Gewicht.

Die in diesem Kapitel zu besprechenden Plateaulehme liegen auf den Spinatusschichten, welche im Westen des Gutlands eine Steilstufe bilden, die, je nachdem der Gestein zum Südosten hin einen mehr mergelartigen Charakter bekommt, in der Morphologie weniger stark hervortritt (Lucius 1948). So ist die Höhe der Steilstufe in der Umgebung von Garnich etwa 50 m; in der Gegend von Pontpierre ist die Stufe nicht mehr entwickelt. Die auf den Spinatusschichten und dem Posidonienschiefer entwickelte Ebene wechselt hier allmählich in die Ebene auf den Margaritatusschichten hinüber, während mehr nach Nordwesten hin diese beiden Ebenen durch die eben genannte Spinatusschichtstufe getrennt werden.

Die Spinatusschichten erreichen in der Umgebung von Garnich eine Höhe von etwas über 400 m ü. NN.; nach Südosten hin sinkt die Höhe bis auf etwa 280 m ü. NN. bei Bettembourg ab.

Der höchstliegende auf den Spinatusschichten gefundene Plateaulehm befindet sich 400 m südöstlich von Dahlem in einer Höhe von 367 m ü. NN. Hier ist das Profil 33 situiert. Die zwei anderen Profile liegen viel niedriger und zwar auf 317 m ü. NN. bei Ehlange (Profil 31) und auf 295 m ü. NN. bei Fennange (Profil 32).

Profil 31

Aufnahmestelle: Profilgrube 31 auf dem Hügel «Kagel» 500 m südwestlich von Ehlange (vgl. Abb. 45).
Gestein: d^x auf lm^{3b} .
Höhe: 317 m ü. NN.
Bodenbenützung: Buchen- und Eichenwald.
Probennummern: 222-228.

	Probe	Tiefe
0- 35 cm	Mehlsandig-toniger Lehm. Gräulich-braun, 10 YR 222	5- 10 cm
	5/2 in der humösen Zone (bis 14 cm), darunter gelblich-braun, 10 YR 5/6. Einige runde, bis zu 2 cm große Eisenkonkretionen.	

35- 71	Mehlsandiger Ton. Hellgelblich-braun, 10 YR 6/4 mit grauen Stellen. Einige kleine Eisenkonkretionen.	224	48- 53
71-100	Mehlsandig-toniger Lehm. Dunkelbraun, 7,5 YR 5/8. Keine Eisenkonkretionen.	225	75- 80
100->175	Kalkhaltiger mehlsandig-toniger Lehm. Hellbraun grau, 2,5 Y 6/2.	226 227 228	110-120 140-150 165-175

Profil 32

Aufnahmestelle: Bohrung 32, 800 m nördlich von Fennange (vgl. Abb. 46).
 Gestein: d² auf 1m³.
 Höhe: 295 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerland.
 Probennummern: 325-335.

		Probe	Tiefe
0- 40 cm	Mehlsandiger Lehm. Olivengelb, 2,5 Y 6/6. Einige kleine runde Eisenkonkretionen.	325	15- 25 cm
40- 60	Mehlsandig-toniger Lehm. Gelb, 10 YR 7/2 mit grauen Stellen. Keine Eisenkonkretionen.	326 327 328	60- 70 105-115 150-160
160->520	Homogene Zone mehlsandig-tonigen Lehmes. Hellgelblich-braun, 10 YR 6/8 mit kleinen Stellen hellrot, 2,5 YR 6/8.	329 330 331 332 333 334 335	200-210 250-260 300-310 350-360 395-405 450-460 500-510

Profil 33

Aufnahmestelle: Bohrung 33, 400 m südöstlich von Dahlem.
 Gestein: d^x auf 1m^{ab}.
 Höhe: 367 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerland.
 Probennummern: 861-869.

		Probe	Tiefe
0- 50 cm	Mehlsandig-toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/6. Enthält Eisenkonkretionen die bis zu 10 cm groß sein können.	861	10- 20 cm
50-110	Mehlsandiger Ton. Gelblich-braun, 10 YR 5/4 mit nach unten zahlenmäßig abnehmenden Stellen hellolivengrau, 5 Y 6/2. Keine Eisenkonkretionen.	863	60- 70
110-150	Mehlsandiger Ton. Gelblich-braun, 10 YR 5/6 und gräulich-braun, 2,5 Y 5/2.	865	115-125
150-195	Mehlsandig-toniger Lehm. Das Material besteht zur Hälfte aus gelblich-braunen Stellen, 10 YR 5/6 und zur Hälfte aus olivenfarbenen Stellen, 2,5 Y 5/3.	867	155-165

195- Mehlsandig-toniger Lehm. Vorwiegend olivengrau, 869 200-210
 5 Y 5/2. Es gibt kleine Einschaltungen von dunkelgelblich-braunen Würfeln, 10 YR 4/4, welche eisenver-
 kittete, unverwitterte Stückchen Spinatusschichten
 sind.

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 31-33

Die Korngrößenverteilung der Profile der Spinatusschichten zeigt zwei Gipfel auf (Abb. 15-17; Tab. 12). Ein Gipfel von 40 bis 60% befindet sich im Mehlsandgebiet, ungefähr zwischen 8 und 50 Mikron, der zweite Gipfel wechselt von 25 bis 50% und liegt in der Tonfraktion.

Durch den hohen Prozentsatz im ersterwähnten Gipfel könnte man meinen, daß Profil 32 über seine ganze Tiefe von über 5 m starker Lößeinwirkung ausgesetzt gewesen, ja eventuell sogar ganz aus Löß aufgebaut wäre. War eine wachsende Steilheit in der Sommationskurve bei der Korngröße 50 Mikron in den Profilen des Mittleren Doggers und des Oberen Lias ein Hinweis auf äolischen Einfluß, bei den Profilen des Mittleren Lias ist das nicht der Fall. Es läßt sich nämlich feststellen, daß die merglige Fazies der Spinatusschichten (lm³) bei Verwitterung eine Korngrößenverteilung ergibt wie die des Profils 32. Das gleiche Bild zeigt das Verwitterungsprodukt der mergligen Fazies der Margaritatusschichten (lm³), die sich petrografisch nicht von der mergligen Fazies der Spinatusschichten unterscheiden läßt (Lucrus 1948). Dies sieht man in den Sommationskurven der Profile 41, 42 und 44 auf den Margaritatusschichten bildhaft dargestellt.

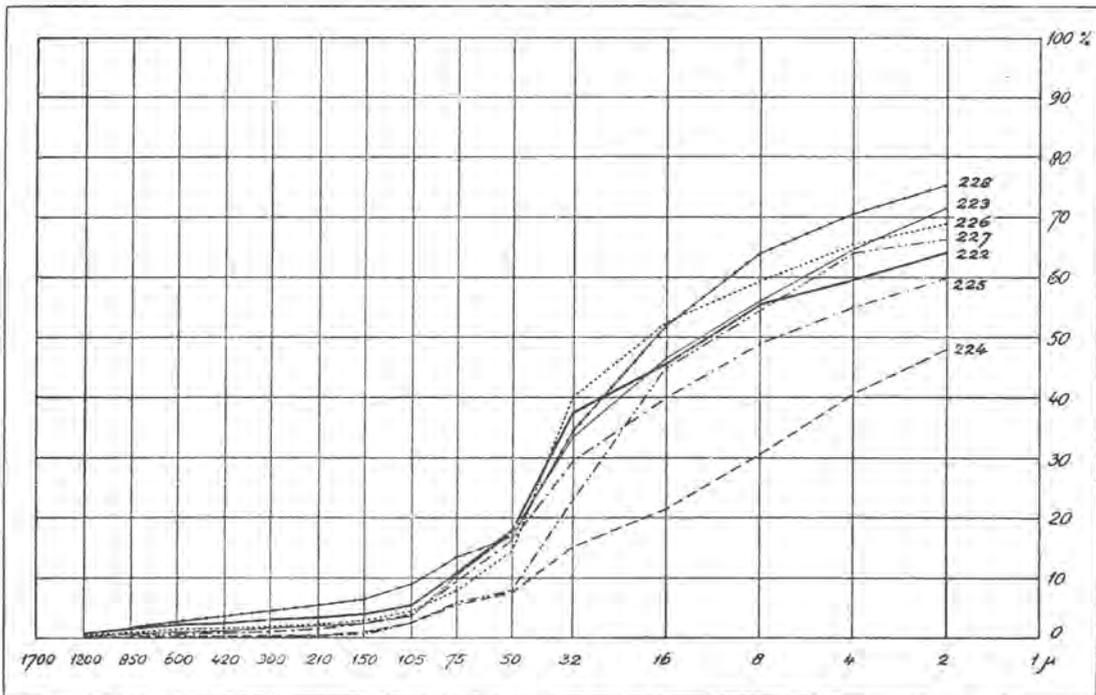


Abb. 15 Die Korngrößenverteilung im Profil 31 auf den Spinatusschichten.
 Size frequency distribution in profile 31 on the Spinatusschichten.

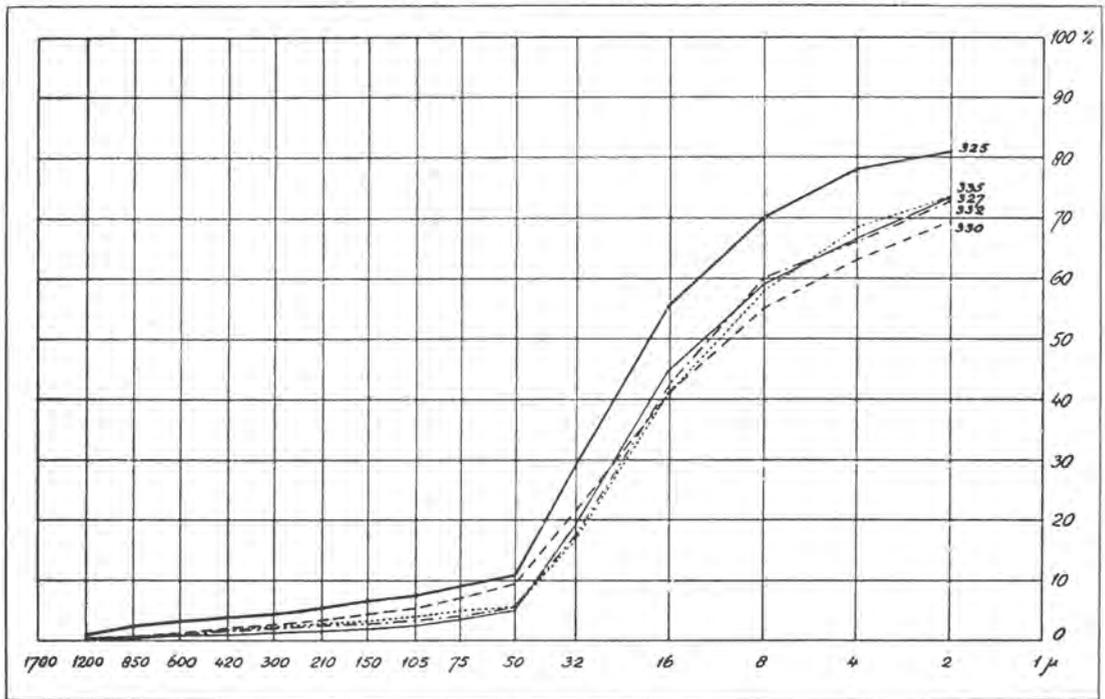


Abb. 16 Die Korngrößenverteilung im Profil 32 auf den Spinatusschichten.
Size frequency distribution in profile 32 on the Spinatusschichten.

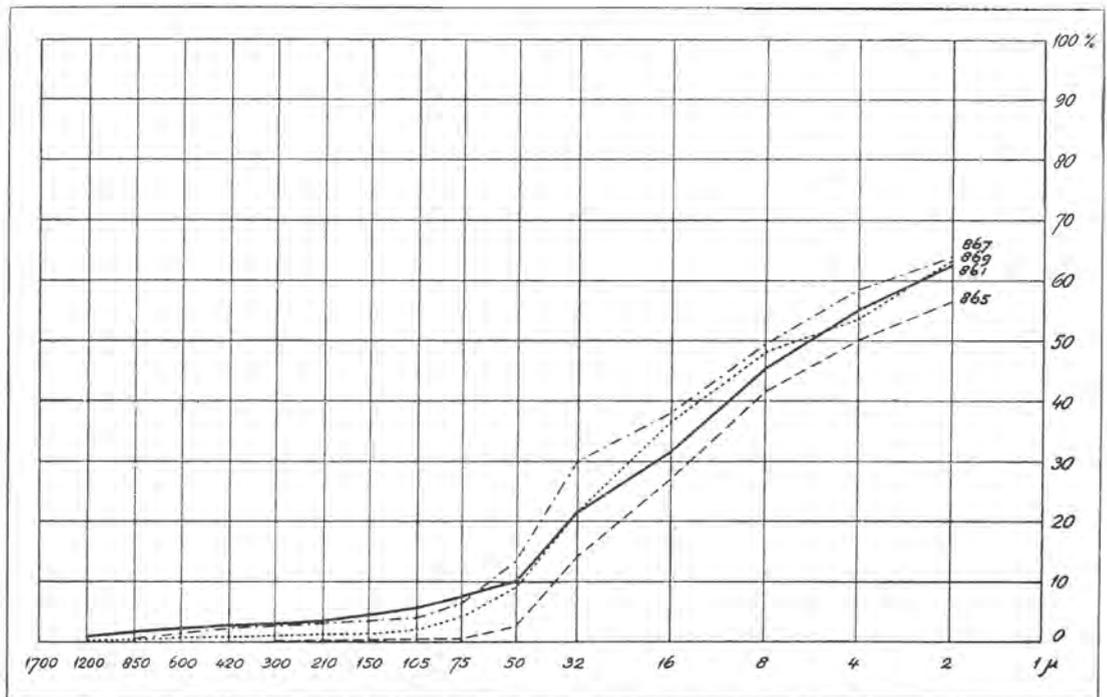


Abb. 17. Die Korngrößenverteilung im Profil 33 auf den Spinatusschichten.
Size frequency distribution in profile 33 on the Spinatusschichten.

Auch hier geht die Korngrößenverteilung, die eine so starke Ähnlichkeit mit der des Lösses aufweist, auf die Zusammensetzung des Liasgesteins zurück.

Uns wieder dem Profil 32 zuwendend fragen wir uns, ob denn beim Profilaufbau doch noch irgendeine Menge Löß eine Rolle gespielt hat. Den etwas steileren Ablauf der Sommatationskurve zwischen 8 und 50 Mikron der obersten Probe (325) dieses Profils hinsichtlich der tieferen Proben kann man tatsächlich mittels einer untiefen (etwa 40 cm) und wenig bedeutenden Lößwirkung erklären. Zu einer ähnlichen Schlußfolgerung kommt man bei der Schwermineralienuntersuchung.

In den Spinatusschichten unterscheidet sich eine mergligere und eine sandigere Fazies. In der Landschaft wird die Grenze zwischen diesen Fazien in großen Zügen durch die Straße Pontpierre-Leudelange bezeichnet (Lucrus 1948). Profil 32 liegt südöstlich dieser Linie auf den mergligen Schichten; die Profile 31 und 33 liegen nordwestlich in der sandigen Fazies. Die sandige Fazies besteht selbst aus abwechselnden Schichten eines mergligere und sandigere Charakter. Profil 33 liegt auf einem solchen mergligen Horizont. Die Zusammensetzung ist der des Profils 32 stark verwandt; nur der Tongehalt ist etwas höher. Die Korngrößenverteilungen in den verschiedenen Horizonten des Profils 33 veranlassen nicht zu der Annahme von Lößvorkommen in dem Profil.

Das auf einem sandigen Horizont der Spinatusschichten gelegene Profil 31 hat eine weniger einheitliche Korngrößenverteilung als die beiden eher besprochenen Profile. Auch hier ist der größte Teil des Materials kleiner als 50 Mikron; es ist jetzt aber auch etwas groberer Sand vorhanden, was den sandigere Charakter des Untergrundes widerspiegelt. Bleibt uns noch die Bemerkung, daß sich eine etwaige Lößzufuhr aus den Sommatationskurven dieses Profils nicht ableiten läßt.

Die Korngrößenanalyse der Profile auf den Spinatusschichten stellt eine starke Bestätigung des autochthonen Charakters des Materials dar, aus dem die Plateaulehme aufgebaut sind. Die in der Einleitung erwähnte Auffassung Lucrus', die Plateaulehme wären durch Abspülung der Verwitterungsprodukte in die tiefsten Teile einer sich im Fastebenenzustand befindlichen Landschaft entstanden, wird durch die Profile der Spinatusschichten nicht bestätigt. Ebenso wenig wird die Auffassung DE RIDDER's bestätigt, über die Genese der Plateaulehme, welche örtlich sehr rein erhaltene Ablagerungen vulkanischen Staubes seien.

Die Schwermineralien der Profile 31-33

Die Zusammensetzung der Schwermineralien der Profile der Spinatusschichten ist in der Tabelle 13 dargestellt. Die wichtigsten Komponenten sind Turmalin, Zirkon, Granat und Anatas. Das gegenseitige Verhältnis dieser Mineralien unterscheidet sich je nach Profil. Von den auf der sandigen Fazies der Spinatusschichten entwickelten Profilen hat das «sandige» Profil 31 maximal 31% Granat; das «merglige» Profil 33 nur 5%. Das auf der mergligen Fazies der Spinatusschichten gelegene Profil 32 hat ebenfalls einen niedrigen Granatgehalt. Dies hängt mit der Erscheinung zusammen, daß der Granat in den betreffenden Proben immer den groberen Körnern angehört, so daß er im «sandigen» Profil 31 einen verhältnismäßig großen Anteil erhalten konnte. Völlig entgegengesetzt reagiert Anatas, das vorwiegend zu den kleineren Körnern gehört: im «sandigen» Profil 31 ist der Anatasgehalt am niedrigsten.

Profil u. Probe	Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Braune Hornblende	Hypersthen	Disthen	Spinel	Korund	
31	222	5- 10	11	20	1	45	16	27	6		×	4		1										
	224	48- 53	7	27	9	44	12	22	8	1		3		×			×	1						
	225	75- 80	35	8	6	47	11	23	12		×	6		1					1					
	226	110-120	23	11	1	33	31	17	10		1	4												
	227	140-150	26	18	8	36	31	15	3									2					1	
	228	165-175	13	23	6	37	22	24	8	1				1	1	×						×		
32	325	15- 25	25	14	1	36	5	27	15		×	7	×	1										
	326	60- 70	14	35	7	42	3	20	17		×	7	1	1			1		1		2			1
	328	150-160	10	29	10	43	5	18	16			4	1	1										
	329	200-210	27	30	13	38	5	16	19	×	×	8											1	
	330	250-260	16	33	6	43	13	15	14	×	1	4		3				×					1	
	331	300-310	16	43	6	51	7	13	21		1			1									1	
	332	350-360	18	32	6	46	11	14	16	1		4		1								1		
	335	500-510	23	20	5	45	13	17	11		3	2			2			1				1		
33	861	10- 20	81	9	3	28	3	9	12		1	7		19	7	5			4	1			1	
	863	60- 70	44	8	6	21	1	12	51		×			1	4	2			1				1	
	865	115-125	37	9	3	32	3	16	39	1	1	2		2										
	867	155-165	46	9	2	35	2	12	46							1								
	869	200-210	24	13	6	31	5	16	39		1	2						1	2					

Tabelle 13 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 31-33 auf den Spinatusschichten.
The heavy minerals in the profiles 31-33 on the Spinatusschichten.

Für jedes einzelne Profil ist die Schwermineralienzusammensetzung von oben nach unten sehr konstant. Der autochthone Charakter der Plateaulehme auf den Spinatusschichten, der bei der Korngrößenanalyse schon in Erscheinung trat, wird durch die Schwermineralienuntersuchung abermals besonders stark hervorgehoben.

In bezug auf die Schwermineralien Epidot und grüne Hornblende der Lößassoziation kann man bemerken, daß ihre Prozentsatz gering ist — wie das nach der Besprechung der Korngrößenverteilung auch zu erwarten stand.

Im Profil 32 werden die Mineralien der Lößassoziation wie die der vulkanischen Assoziation bis zu einer Tiefe von 5 m in den Proben erkannt. Diese Erscheinung hängt mit der Methode der Probeentnahme zusammen und hat für die natürliche Entwicklung des Profils keine Bedeutung. Der Lehm im obersten Meter des Profils war nämlich so äußerst trocken daß sogar bei der vorsichtigsten Bohrung mit dem «Spitzmaus»-Bohrer immer wieder Material ins Bohrloch abstürzte und die tieferliegenden Proben verunreinigte.

Die Tonmineralien der Profile 31-33

Die Zusammensetzung der Tonfraktion der Profilproben der Spinatusschichten findet man in der Tabelle 14. Illit und Kaolinit sind ebenso wie bei den früher behandelten Profilen auch hier die wichtigsten Komponente: zusammen machen sie 90-95% einer jeden Probe aus. Ton vom Montmorillonit-Typus findet sich in einigen Proben, immer aber nur in kleinen Mengen. Im Profil 33, vielleicht auch im Profil 31, wurde in den höheren Bodenzonen ein 14 Å-Mineral, möglich Chlorit, gefunden, das mit dem Vorkommen von Löß zusammenhangen mag (vgl. das XI. Kapitel). Schließlich enthält die Fraktion < 1 Mikron immer ein wenig Quarz.

Bevor hier Näheres gesagt wird über die Tonzusammensetzung in den Plateaulehmen, wird die Zusammensetzung des Ausgangsgesteines, der Spinatusschichten, besprochen. Material von nicht- oder kaumverwitterten Spinatusschichten wurde gesammelt in den Profilen 31 und 33, und von unverwittertem Gestein in Baugruben südlich (Probe 702) und östlich (Probe 576) von Dippach und in einer Baugrube in Hautcharage (Probe 579). In der Tabelle 14 wird die Zusammensetzung dieser Proben angegeben.

Mit einer Ausnahme der Gesteinprobe aus dem Profil 33 weisen die Spinatusschichten einen hohen Kaolinitgehalt auf. Immer werden Werte von 40 bis 45% Kaolinit gefunden. Neben einer kleinen Menge Quarz enthalten diese Proben weiter nur Illit. Überhaupt kann man sagen, daß die Spinatusschichten einen starken Kaolinitgehalt haben. Dies entspricht ganz den Werten, die MILLOT (1949) für das Charmouthien in Nancy und Jeandelaincourt verzeichnet. Es kommen in dem Gestein aber Zonen vor, in denen der Kaolinitgehalt niedriger ist. So hat die Gesteinprobe 228 des Profils 31 etwa 30% und die Probe 869 des Profils 33 nur 10% Kaolinit.

Betrachten wir nun die Kaolinitgehalte der Plateaulehme selber, so finden wir Höchstwerte von etwa 45%, das ist also in der gleichen Größenordnung wie die, welche in den Plateaulehmen auf dem Dogger und dem Oberen Lias erreicht wird. Bedeutet das für die zuletztgenannten Lehme eine beträchtliche Zunahme des Kaolinitgehalts hin-

sichtlich des Muttergesteins: für die Plateaulehme auf den Spinatusschichten trifft eine solche allgemeine Feststellung nicht zu. Es konnte auf den Spinatusschichten nur eine Fundstätte von Plateaulehm festgestellt werden in der eine große Zunahme des Kaolinitgehalts hinsichtlich des Gesteins nachgewiesen wurde und zwar mit 30% im Profil 33. In den beiden andern Profilen ist die Tonzusammensetzung im Plateaulehm und im Muttergestein praktisch identisch.

Unter Hinweis auf das im XI. Kapitel Geschriebene über den Zusammenhang zwischen Höhenlage des Plateaulehms und maximaler Kaolinitanreicherung im Profil sei hier nur bemerkt, daß die Profile 31 und 32 auf den Spinatusschichten mit einer Höhe unter 320 m ü. NN. keine bedeutende Anreicherung aufweisen, sondern daß das Profil 33 auf 367 m ü. NN. eine 30%-ige Kaolinitzunahme zeigt.

	Tiefe cm	Mont- morillonit	14 Å- Material	Illit	Kaolinit	Quarz	T-Wert
Profil 31							
222	5- 10	Spur	?	60	35	5	
224	48- 53	Spur	?	60	35	5	33
226	110-120			55	40	5	38
227	140-150			60	35	5	
228	165-175	Spur		65	30	5	
Profil 32							
325	15- 25	Spur		50	45	5	44
326	60- 70			55	40	5	
327	105-115			50	45	5	33
328	150-160			50	45	5	
330	250-260	Spur		50	45	5	
331	300-310	Spur		50	45	5	37
333	395-405	Spur		50	45	5	
335	500-510	Spur		50	45	5	34
Profil 33							
861	10- 20		Spur	50	40	10	
865	115-125		Spur	85	10	5	
869	200-210	?		85	10	5	30
*702				50	45	5	
*576				55	40	5	
*579				55	40	5	

* Unverwitterte Spinatusschichten.

Tabelle 14 Die Tonminerale in den Profilen 31-33 auf den Spinatusschichten.
The clay-mineral composition in the profiles 31-33 on the Spinatusschichten.

V. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEN MARGARITATUSSCHICHTEN

Die Margaritatusschichten sind das zweite Gestein des Mittleren Lias, auf dem sich eine wichtige Gruppe von Plateaulehmen gebildet hat. Die Schichten kommen nordöstlich der Spinatusschichtstufe an die Oberfläche. Im Nordwesten liegen die Margaritatusschichten am höchsten: südlich von Kahler auf 375 m ü. NN. Nach Südosten nimmt die Höhe bis zu etwa 300 m an der Alzette bei Bettembourg ab. In diesem Gebiet ist die Spinatusschichtstufe nicht mehr entwickelt und geht das Plateau auf den Spinatusschichten ohne Unterbrechung auf das auf den Margaritatusschichten über.

Von den untersuchten Plateaulehmen auf den Margaritatusschichten liegt der höchste auf 325 m ü. NN. (Profil 41 bei Garnich); die meisten Lehme aber liegen um 300 m herum. In die Beschreibung wurde auch das Profil 45 (bei Livange) aufgenommen, das nur eine Höhe von 275 m ü. NN. hat und das LUCIUS (1948) als eine Quartärbildung betrachtet, im Gegensatz zu anderen in diesem Kapitel behandelten Plateaulehmen, denen er ein jung-tertiäres Alter zuschreibt.

Profil 41

Aufnahmestelle: Profilgrube 41 auf 1200 m östlich von Garnich in einem Wald an der Südseite der Straße nach Holzern.

Gestein: d'^{2x} auf Im^{2b}.

Höhe: 325 m ü. NN.

Bodenbenützung: Buchenwald.

Probennummern: 366-371.

		Probe	Tiefe
0- 47 cm	Mehlsandiger Lehm. Hellgelblich-braun, 10 YR 6/4. Sehr viele Eisenkonkretionen mit einer meist flachen Form.	366	5- 10 cm
47-185	Mehlsandiger Lehm. Hellgelblich-braun, 10 YR 6/4, mit dunkelbraunen Stellen, 7,5 YR 5/8. In dieser Zone geht das Material hinunter langsam in mehlsandig-tonigen Lehm hinüber. Nur vereinzelt kommt eine kleine Eisenkonkretion vor.	368 369 370	60- 67 110-115 150-160
185->200	Lehm. Dunkelgelblich-braun. Enthält sehr viele eisenreiche Schichtreste der Margaritatusschichten: Übergang zum unverwitterten Gestein.	371	190-200

Profil 42

Aufnahmestelle: Bohrung 42 am Paltersberg, 1100 m nördlich von Bettembourg und 100 m östlich der Straße nach Luxemburg.
Gestein: d^{2xy} auf lm^2 .
Höhe: 298 m ü. NN.
Bodenbenützung: Ackerbau.
Probennummern: 414-418.

		Probe	Tiefe
0- 50 cm	Mehlsandiger Lehm, gelblich-braun, 10 YR 5/6. Einige, höchstens 3 cm große Eisenkonkretionen.	414	10- 30 cm
50- 75	Mehlsandiger Lehm, gelblich-braun, 10 YR 5/8 mit hellgraufarbigen Stellen, 5 Y 7/1. Keine Eisenkonkretionen.	415	50- 60
75-180	Mehlsandiger Lehm, vorwiegend hellgrau, 5 Y 7/1 mit Stückchen gelblich-brauner Farbe. Tiefer als 140 cm nicht ganz verwitterte, stark eisenhaltige Gesteinfragmente der Margaritatusschichten.	416	100-110
		417	150-160
180-	Hellgrauer mehlsandiger Lehm, 2,5 Y 7/2; enthält viele dunkelbraun gefärbte eisenreiche Gesteinfragmente der unterliegenden Schichten; Übergang zu den Margaritatusschichten,	418	200-210

Profil 43

Aufnahmestelle: Bohrung 43 am Gries, 700 m südwestlich von Berchem (vgl. Abb. 47).
Gestein: d^{2a} auf lm^{2b} .
Höhe: 303 m ü. NN.
Bodenbenützung: Ackerbau.
Probennummern: 814-1818.

		Probe	Tiefe
0- 90 cm	Mehlsandiger Ton. Gelblich-braun, 10 YR 5/8 nach unten in dunkelbraun übergehend, 7,5 YR 5/8 mit grauen Stellen. In der Furche stellenweise kleine Eisenkonkretionen.	814	20- 35 cm
90-125	Sandig-toniger Lehm, homogener Farbe, dunkelbraun 7,5 YR 5/6, ohne Eisenkonkretionen.	816	90-100
125->190	Sandiger Lehm. Dunkelbraun, 7,5 YR 5/6. Enthält Gesteinfragmente eisenhaltiger Margaritatusschichten.	818	180-190

Profil 44

Aufnahmestelle: Profilgrube 44 im Walde, 900 m östlich von Holzem, südlich der Straße nach Mamer.
Gestein: d^{2xy} auf lm^{2a} .
Höhe: 306 m ü. NN.

Bodenbenützung: Buchenwald.

Probennummern: 375-379.

		Probe	Tiefe
0- 20 cm	Humöser mehlsandiger Lehm. Gelblich-braun 10 YR 5/6. Enthält ziemlich viele Eisenkonkretionen.	375	4- 10 cm
20- 60	Mehlsandig-toniger Lehm. Bleichgelb, 2,5 Y 7/4 mit sehr vielen Eisenkonkretionen, die zwischen 40 und 57 cm eine Bank bilden. Der Durchschnitt der Konkretionen ist höchstens 2 bis 3 cm. Die Konkretionen sind untereinander nicht verkittet.	376 377	24- 30 50- 57
60->215	Mehlsandig-toniger Lehm ohne Eisenkonkretionen. Die Farben wechseln zwischen hellbräunlich-grau 2,5 Y 6/2 und gelblich-braun, 10 YR 5/6.	378 379	83- 88 210-216

Profil 45

Aufnahmestelle: Bohrung 45 beim Eisenbahneinschnitt zu Livange am Fuß des Palterberges.

Gestein: d³ auf lm^{2a}.

Höhe: 275 m ü. NN.

Bodenbenützung: Ackerbau.

Probennummern: 780-788.

		Probe	Tiefe
0-280 cm	Mehlsandiger Lehm, nach unten in mehlsandig-tonigen Lehm hinübergehend. Sehr homogener Farbe: gelblich-braun, 10 YR 5/6. Auf 50 und 200 cm wurde eine vereinzelt Eisenkonkretion gefunden. In einer dünnen Zone auf 100 cm ist eine feine Schichtung entwickelt.	780 781 782	30- 50 cm 130-140 230-240
280-300	Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/6. Enthält sehr viele Fragmente eisenreicher Margaritatusschichten. Auch findet man Eisenkonkretionen.	783	285-295
300-390	Mehlsandig-toniger Lehm, bräunlich-gelb bis olivengelb, 10 YR 6/6 bis 2,5 Y 6/6. In einer Zone mehlsandigen Lehm, in der Tiefe von 340-350 cm wurde eine feine Schichtung gefunden. Die Farben dieser Schichtchen gehen stark auseinander: rot, grau und braun.	784 785 787	325-335 340-350 380-390
>390	Übergangszone zu den unverwitterten Margaritatusschichten.	788	400-410

Profil 46

Aufnahmestelle: Bohrung 46 auf 1100 m nordwestlich von Bettembourg zur rechten Seite der Straße nach Leudelange, gegenüber dem Wasserbehälter (vgl. Abb. 46).

Gestein: d^{2xy} auf lm^{2b}.
 Höhe: 300 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerbau.
 Probennummern: 420-427.

		Probe	Tiefe
0-110 cm	Toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/8. Tiefer als 50 cm findet man außerdem auch graue Stellen. Sehr viele Eisenkonkretionen mit größtenteils runden Formen. Ihr Durchschnitt ist höchstens 2 bis 3 cm.	420	10- 30 cm
		421	60- 70
110-230	Toniger Lehm, in Ton hinübergehend. Dunkelbraun, 7,5 YR 5/6 mit hellgrau-farbigen Stellen und Lamellen N 7/. Auf 110 und 170 cm unterscheidet man eine feine waagerechte Schichtung. Die Eisenkonkretionen in dieser Zone sind viel weniger zahlreich und viel kleiner (Durchschnitt 0,5 cm) als in der obersten Zone.	422	110-120
		423	155-165
230-260	Sandiger Lehm. Dunkelbraun, 7,5 YR 5/6 mit einzelnen kleinen Eisenkonkretionen.	425	240-250
260->300	Mehlsandiger Ton mit einer sehr zähen Konsistenz. Farbe wechselt zwischen bräunlich-grau und bläulich-grau. Keine Eisenkonkretionen. Übergang zu den Margaritatusschichten (Blättermergel, lm ^{2a}).	427	280-300

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 41-46

Die Korngrößenverteilung der Profile auf den Margaritatusschichten ist dargestellt in den Abb. 18-23 und in der Tab. 15. Lassen wir hier unten die abweichenden sandigen Profile 43 und 46 außer Betracht; sie werden separat besprochen werden.

Es stellt sich heraus, daß die Plateaulehme eine zweigipflige Verteilung haben: 20 bis 40% kommt in der Fraktion < 2 Mikron vor, das zweite Maximum liegt zwischen den Grenzen 8 und 50 Mikron und wechselt von 30 bis 60%. Die Korngrößenverteilung der vier Profile weist offenbar eine starke Ähnlichkeit mit den schon behandelten Plateaulehmen auf den Spinatusschichten auf. Wo dieses Gestein in mergliger Fazies entwickelt ist, läßt es sich petrographisch nicht von den Margaritatusschichten unterscheiden (Lucius 1948). Dies findet man deutlich illustriert, wenn man die Sommatationskurven der Profile 41, 42, 44 und 45 auf den Margaritatusschichten mit denen des Profils 32 auf der mergligen Fazies der Spinatusschichten vergleicht. Form und Lage der Kurven sind für alle diese Profile praktisch identisch. Es zeigt sich sogar, daß in den Profilen auf den Margaritatusschichten die gleiche Lößbeimischung in der ungefähr gleichen Größenordnung vorkommt, wie auch im Profil 32 auf den Spinatusschichten festgestellt werden konnte. Auf die Sonderstellung, die das Profil 45 hierbei einnimmt, wird bei der Behandlung der Schwermineralien näher eingegangen. Diese Beimischung von Löß im Obergrund ist erkennbar an dem etwas steileren Ablauf der Sommatationskurven in den Fraktionen von 8 bis 50 Mikron hinsichtlich der tiefer liegenden Proben.

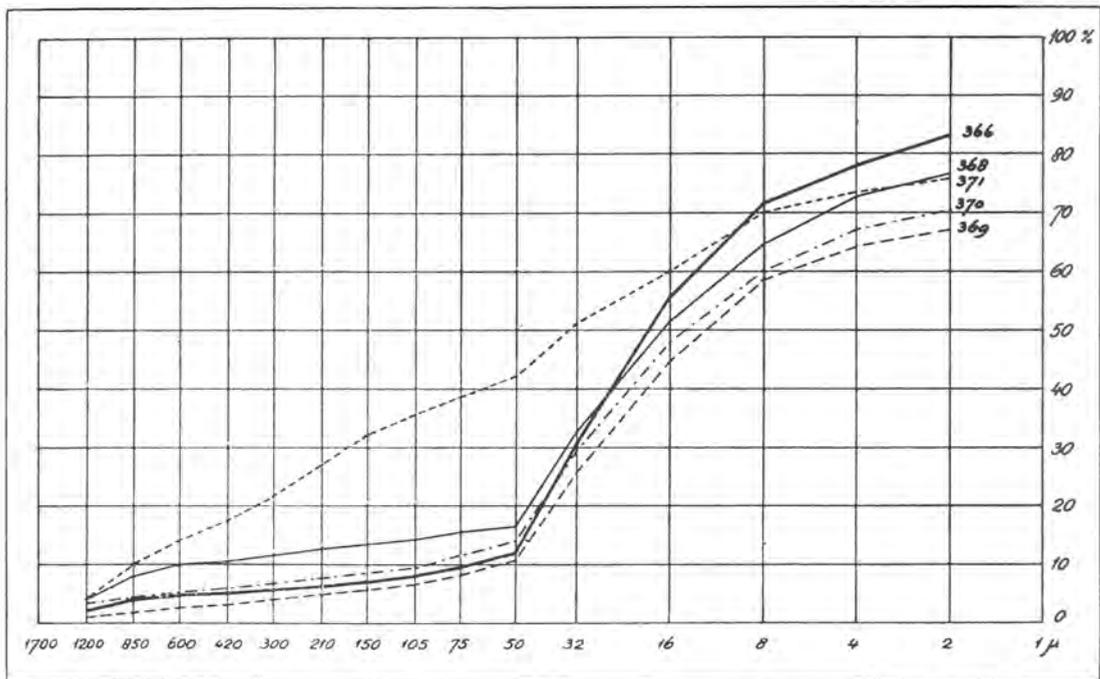


Abb. 18 Die Korngrößenverteilung im Profil 41 auf den Margaritatusschichten.
 Size frequency distribution in profile 41 on the Margaritatusschichten.

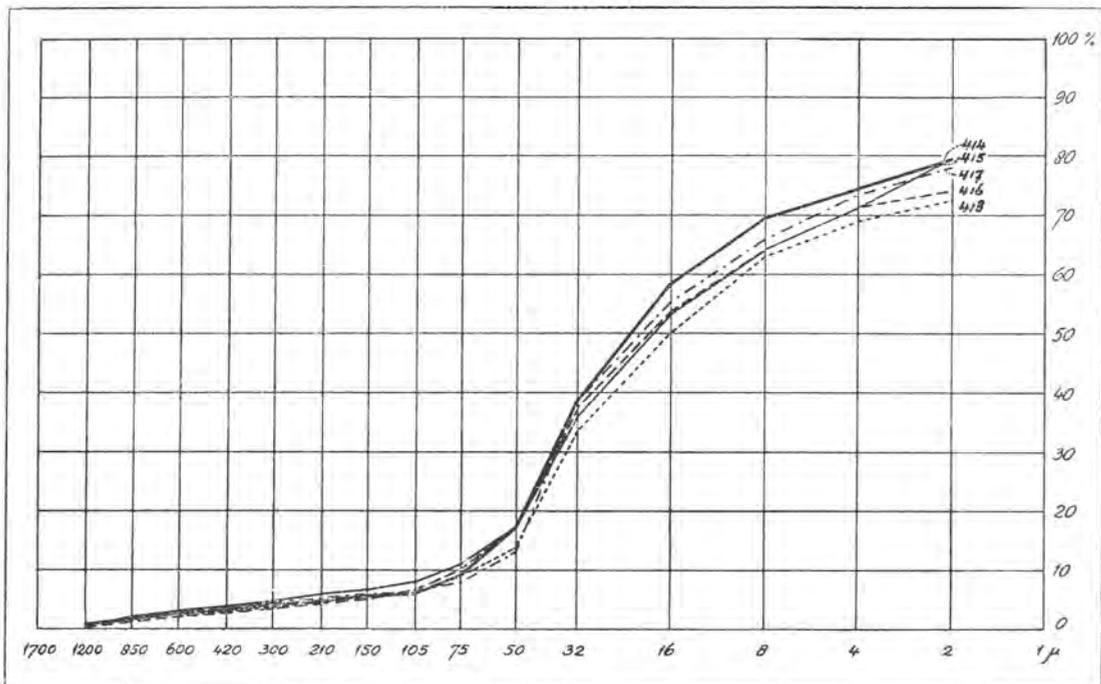


Abb. 19 Die Korngrößenverteilung im Profil 42 auf den Margaritatusschichten.
 Size frequency distribution in profile 42 on the Margaritatusschichten.

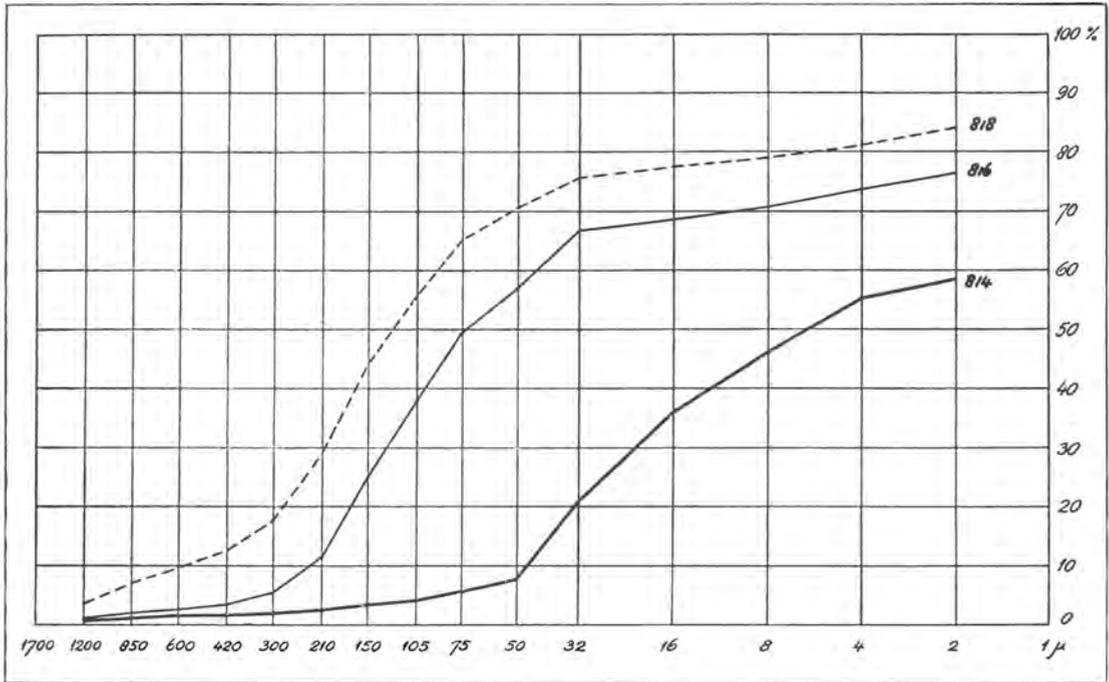


Abb. 20 Die Korngrößenverteilung im Profil 43 auf den Margaritatusschichten.
Size frequency distribution in profile 43 on the Margaritatusschichten.

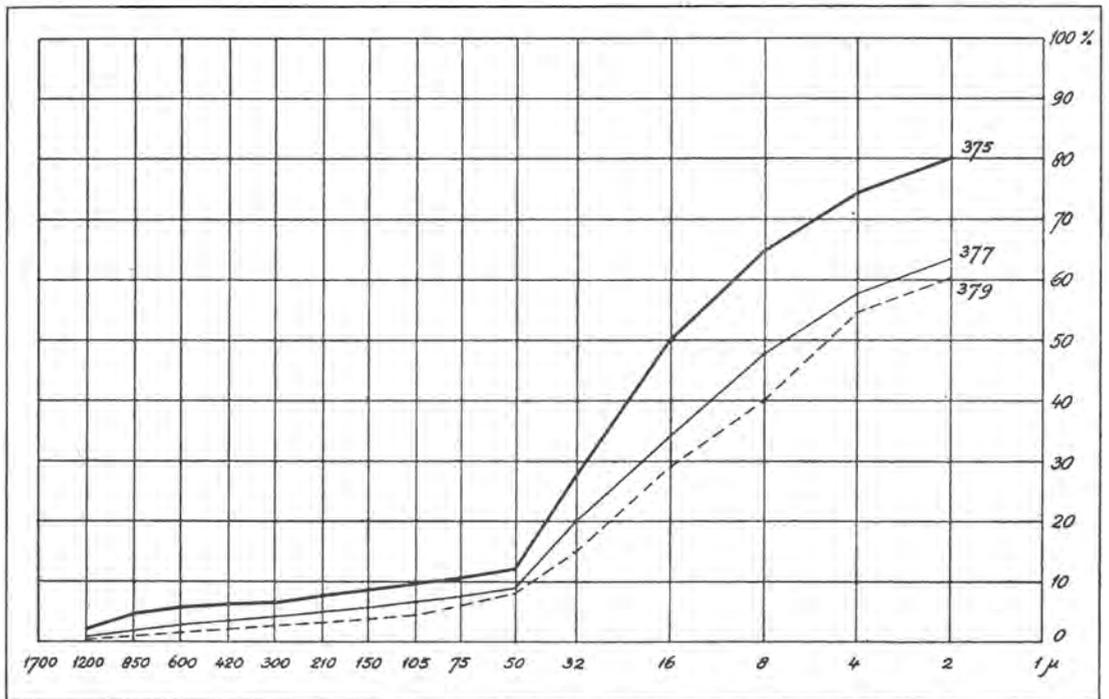


Abb. 21 Die Korngrößenverteilung im Profil 44 auf den Margaritatusschichten.
Size frequency distribution in profile 44 on the Margaritatusschichten.

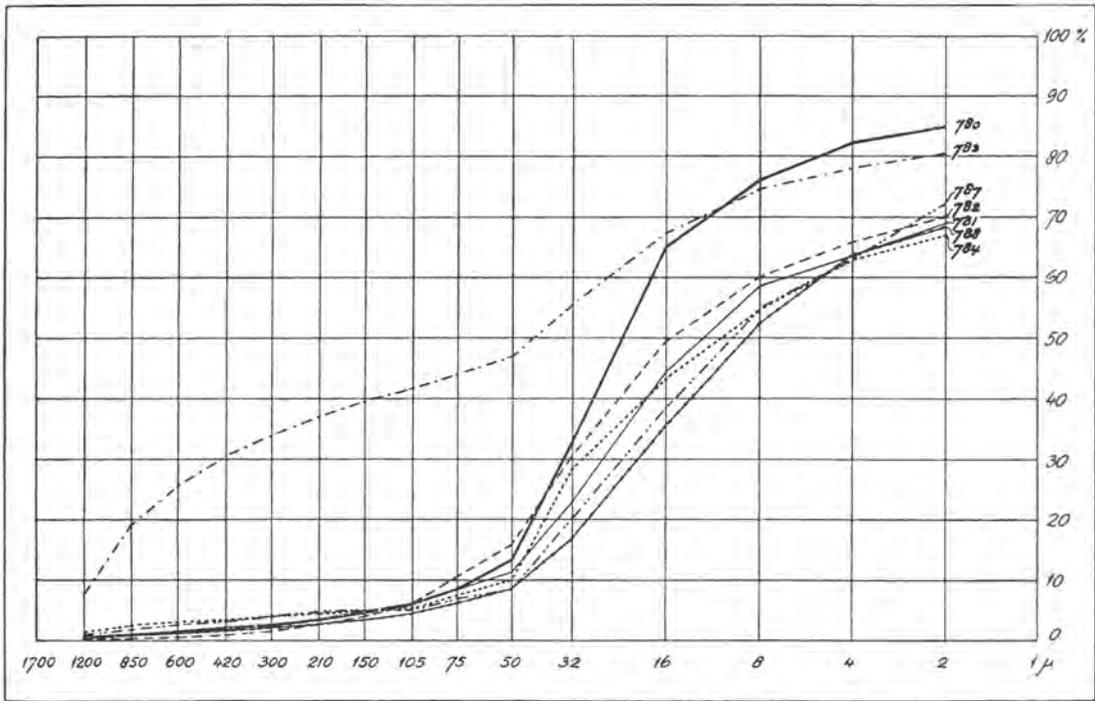


Abb. 22 Die Korngrößenverteilung im Profil 45 auf den Margaritatusschichten.
Size frequency distribution in profile 45 on the Margaritatusschichten.

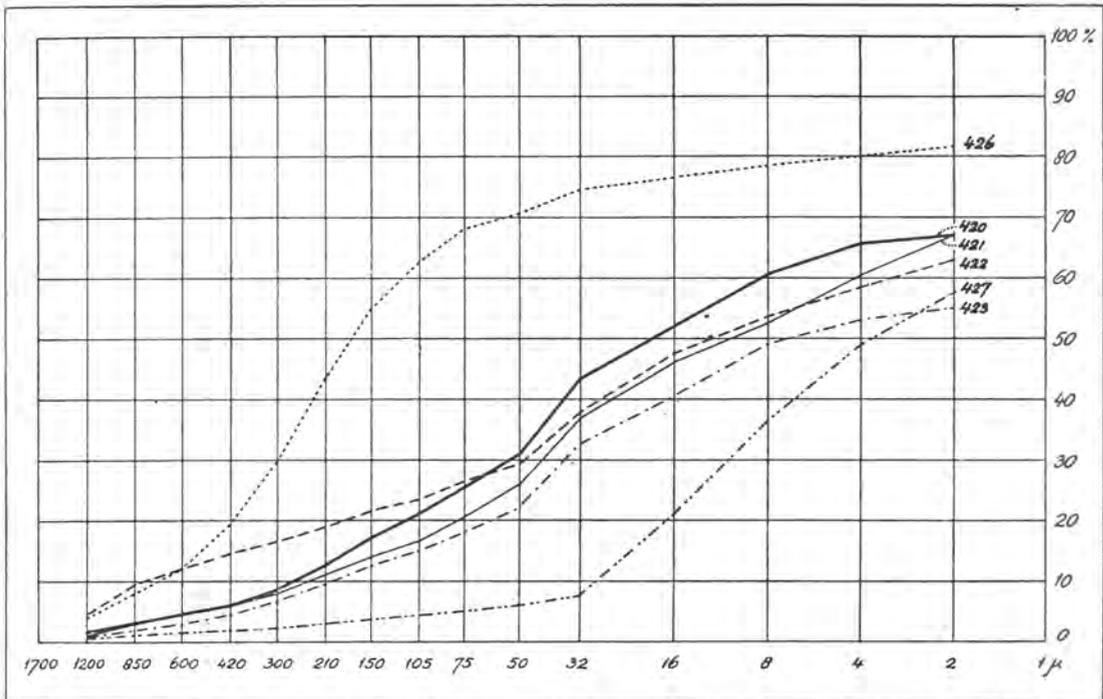


Abb. 23 Die Korngrößenverteilung im Profil 46 auf den Margaritatusschichten.
Size frequency distribution in profile 46 on the Margaritatusschichten.

Die Korngrößenverteilung dieser tieferen Proben mit ihrem Gipfel in den Fraktionen von 8 bis 50 Mikron macht übrigens auch an Löß denken: die Zusammensetzung läßt sich aber ganz aus den Margaritatusschichten ableiten.

An dieser Stelle muß an das erinnert werden, was im I. Kapitel über die Korngrößenverteilung der Proben 369 und 371 des Profils 41 gesagt worden ist. Die Margaritatusschichten haben nämlich eine eisenreiche Schicht, den Ovoidenmergel (Im^{2b}), in der die von Eisenhydroxyden durchsetzten Schichtfragmente der Verwitterung sehr starken Widerstand leisten können. Man kann dann in dem Verwitterungsboden größere und kleinere eisenhaltige Schichtstückchen antreffen. Unterzieht man solches Verwitterungsmaterial einer normalen Korngrößenanalyse, so wird bei der verhältnismäßig kurzen Behandlung mit HCl nicht alles Eisen aus den verkitteten Teilchen aufgelöst, so daß man in den groberen Fraktionen nicht aus Einzelkörnern bestehendes Material findet. Die Sommatationskurve eines solchen Materials hat einen anderen Verlauf als in einem späteren Verwitterungsstadium, in dem alles verkittende Eisen verschwunden ist. Diese Situation ergibt sich beim Profil 41, wo es den Anschein hat, daß die Proben 366-370 völlig von der tieferen Probe 371 abweichen (Abb. 18). Dies macht es vorkommen, als könnten die höheren Profilzonen nicht aus dem unterliegenden Material abgeleitet werden. Im I. Kapitel wurde jedoch gezeigt, daß bei Auflösung der verkittenden Eisenhydroxyden in konzentrierter Salzsäure die Sommatationskurve der Probe 371 den gleichen Verlauf wie die höheren Profilzonen erhält (vgl. Abb. 1a).

In ähnlicher Weise besteht das grobe Material der Probe 783 des Profils 45 aus eisenreichen Schichtstückchen der Margaritatusschichten.

Nach der oben beschriebenen Korngrößenverteilung der Proben aus den Profilen 41, 42, 44 und 45 haben wir einen Einblick in die Zusammensetzung des Verwitterungsmaterials der Margaritatusschichten bekommen. Dieses Material ist feinkörnig; nur einige Prozente kommen in den Fraktionen > 75 Mikron vor.

Nehmen wir aber die bis jetzt außer Betracht gelassenen Profile 43 und 46 in unsere Diskussion auf, so fällt es auf, daß diese Plateaulehne von dem beschriebenen Bilde stark abweichen.

Was das Profil 43 anbelangt: dieses enthält in einer Tiefe von 90 bis über 190 cm sehr viel sandiges Material mit einer Korngröße, welche zwischen 32 und ungefähr 600 Mikron liegt. Das Material dieser Zone besteht zu 60 bis 70% aus fein- bis mittelkörnigem Sand.

Man kann die Frage stellen, ob das grobe Material nicht in derselben Weise aus eisenverkitteten Schichtstückchen zusammengestellt ist wie das der schon besprochenen Proben 371 und 783, des Profils 41 bzw. 45. Es zeigt sich aber, daß die einzelnen Sandfraktionen des Profils 43 nur zu einem kleinen Teil aus durch Eisen verkittetem Material oder aus Erzstückchen bestehen. Der Großteil besteht aus Quarzsand.

Da die Margaritatusschichten selber nicht sandig entwickelt sind oder sandige Einschaltungen haben, muß das grobe Material des Profils 43 anderswoher angeführt sein.

Wie dick das ortsfremde Material im Profil 43 ist, konnte nicht festgestellt werden, da der Bohrer sich in die Schicht festdrehte. Anders ist dies im Profil 46, wo in einer Tiefe von 230 bis 260 cm eine sandige Schicht entwickelt ist, die in Korngrößenverteilung mit dem Sand des Profils 43 identisch ist. Jetzt aber konnte die sandige Schicht durchbohrt werden und fand man darunter das normale Verwitterungsmaterial der Margaritatuschichten (Probe 427). Auch hier ist die Sandschicht also durch Anfuhr anderswoher entstanden.

Wo kommt der Sand her? Die einzigen Gesteine im Südwesten des Gutlands, die genügend grobkörnig sind um als Quelle der sandigen Schichten in den Profilen 43 und 46 betrachtet werden zu können, sind die des Doggers und des Luxemburger Sandsteins. Im Prinzip könnte man also auf Grund der Korngrößenverteilung den Luxemburger Sandstein wie den Dogger als Lieferanten des Sandes in den betreffenden Profilen betrachten. Das erste Gestein bietet aber eine geringere Wahrscheinlichkeit, weil es in der Umgebung des 300 m-Niveaus bei Bettembourg und unmittelbar nördlich hiervon durch jüngere Liasschichten bedeckt ist. Die Seitenflüsse der Alzette in diesem Gebiet schneiden den Luxemburger Sandstein nirgends an. Erst viel nördlicher und zwar in der Umgebung von Hesperange kommt dieses Gestein an die Oberfläche. In dem Gebiet zwischen dieser Stelle und dem «Gries» bei Livange, auf dem grobere Sande sedimentiert sind, sind Sande bis jetzt unbekannt und eine Zufuhr aus Norden ist daher nicht sehr wahrscheinlich. Die ganze Situation weist vielmehr auf eine Herkunft aus dem südlich von Bettembourg gelegenen Doggergebiet. Überdies liegt der Dogger nur 3 km südlich des Sediments und bildet eine mächtige Stufe, die 100 bis 120 m über das eben erwähnte 300 m-Niveau hinausragt (vg. Abb. 46). Die Hydrographie dieses Teiles des Gutlands mit den die Doggerstufe durchschneidenden und nach Nordosten gerichteten Flüssen, der Alzette, dem Kaylerbach und dem Dudelanger Bach, macht den Sandtransport nach den Profilen 43 und 46 sehr gut möglich. Wir erinnern hier an das Profil 26 auf dem Posidonienschiefer südwestlich von Bettembourg, das, im 300-m-Niveau liegend, ebenfalls Doggersand enthält.

Verriet die Zusammensetzung der Schwermineralien in dem letzten Profil die Herkunft des Sandes, bei den Profilen 43 und 46 bestand die schwere Fraktion der sandigen Schichten zu praktisch 100% aus opaken Körnern und war eine normale Zählung daher nicht möglich. Die Methode, die angewandt wurde um doch noch eine Zählung der durchsichtigen Körner der schweren Fraktion durchzuführen, ist bei der Verhandlung über die Schwermineralien der Profile 41 bis 46 beschrieben. Auf Grund der so erhaltenen Ergebnisse und zugleich auf Grund der Schwermineralien kann man den Dogger als Quellgebiet für den Sand der Profile 43 und 46 gelten lassen. Das bedeutet also, daß der Doggersand ziemlich weit nach Norden, sogar jenseits der Alzette, im 300 m-Niveau abgelagert ist.

Wie ist die Verbreitung des Doggersandes im 300 m-Niveau die Alzette entlang zwischen Esch und Hesperange? Wir haben den Sand schon im Profil 26 südwestlich von Bettembourg, im Profil 43 auf dem «Gries» westlich von Berchem und im Profil 46 nordwestlich von Bettembourg gefunden. Dies sind übrigens die einzigen Stellen, wo Doggersand festgestellt werden konnte. Es zeigt sich z. B. daß der große Plateaulehm nördlich

von Fennange, der systematisch abgebohrt wurde, nirgends Sand enthielt (sich auch die Korngrößenverteilung des dort liegenden Profils 32). Auch in dem Plateaulehm zwischen Bergem und Huncherange wurde kein Sand gefunden und auf dem «Paltersberg» nördlich von Bettembourg ist dies ebensowenig der Fall. Sogar der nicht weit von der Doggerschichtsstufe liegende Plateaulehm nordwestlich von Noertzange enthält keinen von diesem Gestein stammenden Sand. Wir kommen also zur folgenden Schlußfolgerung: Der Doggersand im 300 m-Niveau wird nur östlich von Fennange gefunden. Er bildet hier keineswegs eine geschlossene Decke: er kommt nur stellenweise vor, hat eine wechselnde Dicke und hat sich hin und wieder mit Material aus der Umgebung vermischt. Letzteres wird deutlich illustriert durch die Korngrößenverteilung des Profils 46 nordwestlich von Bettembourg. Das Bündel der Sommatationskurven der Proben 420-423 aus der Mischzone hält die Mitte zwischen den Kurven bzw. der verwitterten Margaritatuschichten (427) und des Doggersandes (426).

Der nur sehr örtlich vorkommende Sand weist darauf hin, daß die Sandzufuhr vom Doggergebiet her sich sporadisch bis weit in den nördlichen Teil des 300 m-Niveaus durchsetzen konnte. Die Sedimentation wird in Perioden einer gesteigerten Wasserabfuhr der aus der Doggerschichtsstufe austretenden Flüsse stattgefunden haben, was durch die auffallende Zweiphasigkeit bestätigt wird. Zwei Punkte sind hier wichtig:

1. Der Doggersand kommt erst östlich von Fennange im 300 m-Niveau vor. Die aus der Doggerstufe austretenden Flüsse wurden offenbar beim Erreichen des 300 m-Niveaus in östliche, subsequeute Richtung abgebogen und wurden immer auf die Doggerstufe zugedrängt. So ist in der Umgebung von Esch/Alzette, also höchstens in einer sehr schmalen Zone, Doggersand abgelagert. Im Gebiet westlich von Fennange sind die linken, nicht aus dem Doggergestein stammenden Seitenflüsse der Alzette verhältnismäßig groß. Es muß der Wasserzufuhr dieser Flüsse, deren größter die Messe ist, zugeschrieben werden, daß die aus dem Dogger austretenden Flüsse westlich von Fennange in nördlicheren Teilen des 300 m-Niveaus keinen Doggersand sedimentieren konnten. Der Wasserreichtum der Messe wird durch den Schichtstufenaufbau der Landschaft gefördert. Der südliche bis südwestliche Abhang der Schichten lenkt das Wasser aus dem Gebiete der Spinatusschichten und des Posidonienschiefers nach der Messe. Durch diesen Tiefabhang sind die obsequent aus dem Dogger austretenden Flüsse gerade wasserarm, da das Wasser in diesem porösen Gestein leicht unterirdisch nach Süden strömt, wodurch es außerhalb des Bereiches dieser Flüsse gerät. Östlich von Fennange aber sind die linken Seitenflüsse der Alzette sehr klein und bestimmen die Flüsse, die ihren Ursprung im Doggergebiet haben, das Sedimentationsbild des 300 m-Niveaus. Hier sind die Doggersedimente der Profile 26, 43 und 46 sedimentiert.
2. Ein anderer Punkt bezieht sich auf die Verschneidung der Doggerstufe. In der gleichen Zeit, da im 300 m-Niveau nördlich dieser Schichtstufe Sand sedimentiert wurde, muß im Doggergebiet Erosion aufgetreten sein. Die obsequenten Flüsse die den Sand transportierten waren in dieser Periode, die, wie anderswo dargelegt wird, ins Reuverien oder eventuell in die Tegelen-Zeit gelegt werden muß, also schon da.

Die Schwerminerale der Profile 41-46

Die Zusammensetzung der Schwerminerale der Profile auf den Margaritatuschichten findet man in der Tabelle 16 wiedergegeben. Betrachten wir zunächst die Verteilung der für diese Schichten bezeichnenden Schwerminerale. Dabei müssen die Profile 43 und 46, von denen die Korngrößenanalyse nachwies, daß sie ortsfremden Sand enthielten, außer Betracht gelassen werden. Auch das Profil 45 nimmt einen abweichenden Platz ein. Wir beschränken uns also auf die übrigen Profile und betrachten deren tiefstliegende Proben. Wir kommen da zu der Feststellung, daß die schwere Fraktion neben opaken und alterisierten Körnern ganz aus den Mineralien Rutil, Turmalin, Zirkon, Granat und Anatas aufgebaut ist. Hinsichtlich der anderen mesozoischen Gesteine haben die Margaritatuschichten also keine spezifischen Komponenten. Was den Granatgehalt betrifft: dieser ist im allgemeinen niedrig, weniger als 8%. Nur das tief im Alzettetal liegende Profil 45 hat einen höheren, zwischen 7 und 23% schwankenden, Prozentsatz. Der Anatasgehalt schwankt zwischen 3 und über 20%. Das Gesamtbild ist der Zusammensetzung der schweren Fraktion der Spinatuschichten verwandt, mit welchem Gestein die Margaritatuschichten auch eine große Ähnlichkeit in der Korngrößenverteilung aufweisen.

Die höheren Profileile der Plateaulehne verraten durch das Vorkommen von Epidot und grüner Hornblende den Lößeinfluß, so wie wir den in schwachem Ausmaß in den höheren Zonen vieler Profile des Gutlands antreffen können. Die vulkanische Assoziation mit basaltischer Hornblende, Titanit und Augit ist immer nur durch einige Körner bezeugt und wird selten in einer größeren Tiefe als 30 cm gefunden.

Wenden wir unsere Aufmerksamkeit jetzt den Profilen 43 und 46 mit der sandigen Entwicklung zu. Aus der Korngrößenanalyse ergab sich der ortsfremde Charakter dieses Sandes. Die Herkunft dieses Materials kann nur im Doggergebiet gesucht werden. Unterstützt die Schwermineraleuntersuchung der Sande dieser zwei Profile diese Auffassung?

In erster Instanz ist dies nicht der Fall. Die Normalbehandlung, der die Proben zur Gewinnung von Mikroskoppräparaten unterzogen werden, bewährte sich nicht, weil praktisch 100% der schweren Fraktion offenbar aus opaken Mineralien bestand, was eine Zählung der durchsichtigen Körner unmöglich macht. Diese Schwierigkeit trat bei den Proben 816 und 818 des Profils 43 und bei den Proben 426 und 427 des Profils 46 auf. Es wurden die Proben nun 15 Minuten lang mit konzentriertem HCl gekocht, sodaß der größte Teil der vielfach aus Eisenhydroxyden bestehenden opaken Teilchen aufgelöst wurde. Nach dieser Behandlung war eine Zählung der durchsichtigen Körner sehr wohl möglich. Es besteht zwar die Gefahr, daß das Kochen mit starker Salzsäure manche leichter auflösbaren, nicht-opaken Komponenten angreift oder sie sogar verschwinden macht. Im vorliegenden Falle aber mußte man dieses Risiko übernehmen. Bei der Frage nämlich, ob der Sand in den Profilen 43 und 46 vom Dogger stammt, haben wir, was die durchsichtigen Schwerminerale betrifft, nur mit sehr resistenten Durchläufern zu tun. Das geht sowohl aus den Ergebnissen von ANTUN (1953), die in der Tabelle 4 übernommen worden sind, wie aus den Zählungen der Schwerminerale der Dogger-Plateaulehmprofile, die in der Tabelle 7 zusammengefaßt sind, hervor.

Die in der Tabelle 16 bei den Proben 816, 818, 426 und 427 erwähnten Zahlen wurden nach dem Kochen mit konzentrierter Salzsäure bestimmt. Die Schwerminerale-

Profil u. Probe	Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Braune Hornblende	Hypersthen	Disthen	Spinel	Enstatit
41	366	5- 18	26	22	10	31	4	21	11		17		1	2	×	1					1		
	368	60- 67	35	8	1	42		21	10	1	14	1		4	1			1	4				
	369	100-115	29	20	1	48	×	25	12		13	×						1					
	370	150-160	49	7	4	37	1	23	26		8										1		
	371	190-200	58	21	9	40	1	17	20		8						1	2			1		
42	414	10- 30	38	27	6	29	5	24	8		11	1	12	1	1								1
	416	100-110	8	22	6	53		24	15		2							1					
	417	150-160	37	9	2	43	4	19	25		2		1					1	1			2	
	418	200-210	19	38	3	52	6	22	16									1					
43	814	20- 35	62	4	15	38	2	20	14		7	1		×									
	* 816	90-100	48	7	6	69	1	18	4		1	1											
	* 818	180-190	45	4	3	54	5	25	10		1				1			1					
44	375	4- 10	21	19	10	31	3	14	6	×	3	23		6	×		1				1		
	376	24- 30	32	20	4	25	7	10	6		3	31	2	7		1	1					1	
	377	50- 57	38	22	3	35	1	30	4		1	24	1					1			×		
	378	83- 88	24	15	1	59	×	22	4			17										4	
	379	210-216	41	13	5	41	13	17	3		2	12	1			2						1	
45	780	30- 50	50	11	3	24	7	9	11		5	31	5	1				2			1		
	781	130-145	67	6	7	31	15	14	9			24											
	782	230-240	39	5	1	45	14	14	9			17											
	783	285-295	37	5	2	47	16	13	4			15		1									
	784	325-335	55	4	10	38	8	14	7		3	18				2						×	
	785	340-350	63	6	4	40	10	15	9		1	18	1		2								
	787	380-390	25	7		50	12	24	8			4											
	788	400-410	73	5	3	43	23	19	6		1	1		1					1			2	
46	420	10- 20	86	4	6	44	3	30	14		1	2											
	422	110-120	62	4	4	54	4	16	13			6	1	1				1					
	423	155-165	77	18	5	46	2	27	17			7											
	425	205-215	55	23	5	55	6	23	9			2											
	* 426	240-250	53	11	12	39	22	14	10	1								1				1	
	* 427	280-300	33	16	4	54	14	20	6		1	1											

* 15 Minuten gekocht mit konzentrierter Salzsäure.

Tabelle 16 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 41-46 auf den Margaritatusschichten.
The heavy minerals in the profiles 41-46 on the Margaritatusschichten.

zusammensetzung der sandigen Proben 816, 818 und 426 fällt sowohl innerhalb der in den Doggerproben bestehenden Variation wie innerhalb des Zusammensetzungsumfangs der Margaritatusschichten. Es ergibt sich also, daß der ortsfremde Charakter der sandigen Schichten in den Profilen 43 und 46 auf den feinkörnigen Margaritatusschichten, der durch die Korngrößenverteilung so deutlich illustriert wird, sich in der Schwermineralienzusammensetzung nicht zeigt.

Die opaken Körner, welche in den obigen Proben einen so wichtigen Teil der schweren Fraktionen bilden, könnten bei der Bestimmung des Herkunftsgebietes der Sande in den Profilen 43 und 46 bedeutende Aufschlüsse geben. Es besteht die Absicht, eine solche Untersuchung anzustellen.

In Bezug auf die Herkunft des sandigen Materials können wir schließlich folgendes bemerken: Auf Grund der Konvergenz topographischer, geomorphologischer und granulometrischer Erscheinungen muß die Herkunft im Doggergebiet gesucht werden. Und obwohl die Schwermineralienuntersuchung keinen eindeutigen Aufschluß über das Quellengebiet des sandigen Materials gibt, können die Doggergesteine auf Grund von Zählungen sehr wohl als solches angemerkt werden.

In den Profilen 43 und 46 haben wir die Erscheinung kennengelernt, daß man zwischen in Korngrößenverteilung stark unterschiedenen Proben auf Grund von Schwermineralienzählungen keinen Unterschied machen kann. Auch die umgekehrte Erscheinung läßt sich auf den Margaritatusschichten feststellen. Als Beispiel kann hier das Profil 45 gelten. Die Korngrößenverteilung in diesem 4 m tiefen Profil ist, mit Ausnahme der Proben 780 und 783, sehr konstant und die Sommationskurven haben den gleichen Verlauf wie die der verwitterten Margaritatusschichten aus den anderen Profilen. Der steilere Teil in der Sommationskurve der Probe 780 im Gebiet von 8 bis 50 Mikron geht auf einen Lößeinfluß in der obersten Zone dieses Profils zurück; und das grobere Material der Probe 783 besteht aus nicht ganz verwitterten eisenreichen Schichtstückchen. Achtet man nur auf die Korngrößenanalyse, so neigt man dazu, die Entstehung des Profils 45 als eine Verwitterung der Margaritatusschichten, mit stellenweise noch einigen resistenten Schichtresten und der bekannten Lößzufuhr in der 50 cm dicken Oberschicht, aufzufassen. Welch ein ganz anderes Licht wirft aber die Schwermineralienuntersuchung auf die Genese dieses Profils. Es stellt sich nämlich heraus, daß sich das Vorkommen der mit Löß zugeführten Mineralien Epidot und grüner Hornblende durchaus nicht auf die oberste Zone dieses Profils beschränkt. Diese Mineralien kommen bis zu einer Tiefe von über 350 cm in großer Zahl vor, was beweist, daß der Löß einen sehr wichtigen Beitrag zum Aufbau des ganzen Profils geliefert hat. Es zeigt sich also, daß bei der Bestimmung des Lößeinflusses in den Profilen des Mittleren Lias die Korngrößenanalyse allein nicht ausreicht, da die Verwitterungsprodukte des Mittleren Lias die gleiche Korngrößenverteilung wie der Löß besitzen. Unter diesen Umständen kann nur die Schwermineralienuntersuchung Aufschluß geben.

Was wissen wir jetzt über die Entstehung des Profils 45? Die morphologische Situation dieses Profils ist eine ganz andere als die der übrigen beschriebenen Profile auf den Margaritatusschichten. Während die anderen alle in oder über dem 300 m-Niveau liegen,

liegt das Profil 45 auf einer Höhe von nur 275 m ü. NN. am Fuße des Paltersberges im Alzettetal (Abb. 24). Dieses Profil ist jünger als die Plateaulehne des 300 m-Niveaus, da

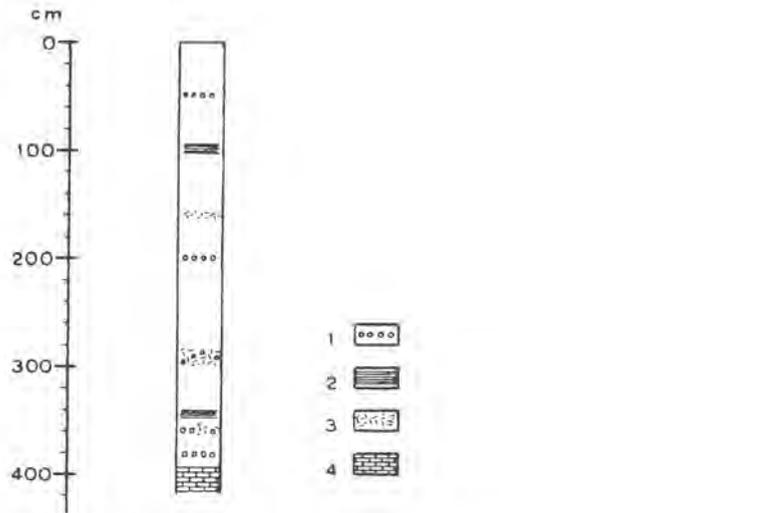


Abb. 24 Schematische Darstellung der Schichtung im Profil 45.
Schematic section of profile 45.

- | | |
|--|---|
| 1. Eisenkonkretionen | Iron concretions |
| 2. Feine Schichtung | Fine laminated loam |
| 3. Stückchen unverwitterte Margaritatusschichten | Fragments unweathered Margaritatusschichten |
| 4. Unverwitterte Margaritatusschichten in situ | Unweathered Margaritatusschichten in situ. |

es erst nach der Einschneidung der Alzette in dieses Niveau gebildet werden konnte. Aus der Schwermineralienuntersuchung und auch aus der noch zu behandelnden Tonmineralienzusammensetzung geht hervor, daß das Profil aus einer Mischung von Verwitterungsprodukten der Margaritatusschichten und Löß aufgebaut ist. Dabei bildet der Löß bis zu einer Tiefe von 350 cm einen wichtigen Bestandteil des Profils. Er gehört zu diesem Profil auf eine ganz andere Weise als zu den meisten beschriebenen Profilen, wo er sich nur in dem obersten halben Meter findet.

Die Entstehung des Profils 45 muß in oder kurz nach einer Periode, in der Lößsedimentation stattfand, gestellt werden. Diese Lößablagerung auf dem Abhang des Paltersberges wird abgewechselt mit durch Solifluktion transportierten Verwitterungsprodukten aus den Margaritatusschichten auf den höheren Teilen des Abhangs. Diese Entstehungsweise erklärt auch das Vorkommen von dünnen Bändern mit Geröllen und Gesteinfragmenten in dem Lehm des Profils 45; eine Erscheinung die man in Profilen verschwemmten Lösses feststellen kann. Hier besteht das grobe Material aus von den höher gelegenen Plateaulehnen herrührenden Eisenkonkretionen und aus Gesteinfragmenten der Margaritatusschichten. Zwei dünne Zonen im Profil 45, auf einer Tiefe von etwa 100 und 345 cm zeigen außerdem eine sehr feine Schichtung, welche auf niveo-äolische Umstände während der Ablagerung hindeuten kann. Die Prozentsätze Epidot und grüner Hornblende im Profil 45 am Fuße des Paltersberges sind sehr groß im Vergleich zu ande-

ren lößhaltigen Profilen des südlichen Gutlands. Das Vorkommen des Minerals Epidot weist darauf hin, daß das Quellengebiet des Lösses nicht in der Talebene der Alzette gesucht werden kann, weil das Mineral in diesem Gebiet ortsfremd ist. Es ist aus weiter entlegenen Gegenden angeführt worden.

Der Epidot kommt im Profil 45 in einem Sediment vor, dessen Tonfraktion (Tabelle 17) einen ziemlich hohen Kaolinitgehalt hat. Es ist hier also die Rede von einer disharmonischen Mineralassoziatiön (vgl. III. Kap.). Könnte der Kaolinitgehalt im Material des Profils 45 in einer gleichen Weise, wie beim Profil 11 auf dem Dogger beschrieben wurde, auf eine alte Lößablagerung hinweisen? Die Schwermineralienzusammensetzung im Profil 45 weist eine sehr starke Ähnlichkeit mit den ziemlich reinen Lößablagerungen u. a. in den Profilen 62, 72 und 91 auf. Die Sedimentation dieses äolischen Lehmes muß ins Pleistozän gestellt werden. Das Schwermineralienbild macht ein pleistozänes Alter des Profils 45 wahrscheinlich (siehe im Zusammenhang mit den Tonmineralien den nächsten Abschnitt). Auch Lucrus (1948) kartierte den Lehm dieses Profils als eine pleistozäne Bildung. Eine systematische Untersuchung dieses quartären, an den Talabhängen liegenden Lehmes hat inzwischen H. Hovrus, Mitarbeiter des «Fysisch Geografisch Laboratorium» der Universität Amsterdam, angefangen.

Die Tonmineralien der Profile 41-46

Die Zusammensetzung der Tonfraktion der Plateaulehme auf den Margaritatuschichten ist wiedergegeben in der Tabelle 17. Es zeigt sich, daß alle Proben in großen Mengen Illit und Kaolinit enthalten, neben denen noch Kleinmengen Montmorillonit und Quarz vorkommen. Ebenso wie bei den Profilen auf den Spinatusschichten wurden in den Profilen auf den Margaritatuschichten Spuren eines 14 Å-Mineral erkannt. Die Proben, welche vor der Röntgenaufnahme nicht enteist wurden, enthielten alle in kleinen wechselnden Mengen das Mineral Goethit. Andere Eisenhydroxyden oder -oxyden wurden nicht gefunden.

Die wichtigsten Komponenten in den Plateaulehmen sind Illit und Kaolinit. Illit ist dominant und wechselt von 45 bis 60%; der Prozentsatz Kaolinit schwankt zwischen 30 und 45%. Aus der Tabelle geht hervor, daß der Unterschied in Zusammensetzung von Plateaulehm und unterliegendem Gestein nicht groß ist. Das mesozoische Ausgangsmaterial enthält, wie wir aus den tiefsten Profilproben ableiten können, etwa 60% Illit und 30 bis 40% Kaolinit. Dies entspricht sehr gut der Untersuchung MILLOTS (1949) des Charmouthien im nordöstlichen Frankreich. Die untersuchten Plateaulehme sind während der Entstehung offenbar keiner intensiven Verwitterung ausgesetzt gewesen, ist doch die Kaolinitzunahme in den Profilen hinsichtlich des Gesteins nicht mehr als 10% gewesen. Wir finden hier keine Hinweise für eine starke Verwitterung, so wie diese eher beschrieben wurde in Profilen auf dem Dogger, dem Posidonienschiefer und im Profil 33 auf den Spinatusschichten, wo eine Kaolinitzunahme von 30% festgestellt wurde. Datierten wir diese intensive Verwitterung ins Brunssumien oder ins Unter- oder Mittelreuverien (vgl. (BAKKER und LEVELT 1964), die Verwitterung auf den Margaritatuschichten, so wie wir diese in den Profilen 41 bis 46 untersuchten, ist unbedingt jünger. Die Dicke und die morphologische Situation der Profile — sie liegen in oder über dem 300 m-Niveau — weisen darauf hin, daß es ziemlich alte Verwitterungsdecken, vermutlich aus dem Jung-

	Tiefe cm.	Mont- moril- lonit	14 A- Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	T-Wert
Profil 41								
366	5- 18	Spur	Spur	50	45	5		
369	100-115		Spur	50	45	5	Spur	
371	190-200	Spur		60	35	5		43
Profil 42								
414	10- 30	Spur	Spur	45	45	5-10	Spur	30
416	100-110	5		45	45	5		
418	200-210	Spur		55	35	5-10	+	28
Profil 43								
814	20- 35	Spur		55	40	5	+	46
818	180-190	5		50	40	5	+	54
Profil 44								
375	4- 10	Spur	Spur	50	45	5	Spur	
378	83- 88	Spur		55	40	5		
379	210-216	5		50	40	5		38
Profil 45								
780	30- 50	Spur	Spur	60	35	5	+	
784	325-335	Spur		55	40	5	+	48
788	400-410	5		60	30	5	Spur	41
Profil 46								
420	10- 20	5		50	40	5	++	45
421	60- 70	5		60	30	5		
427	280-300	10		55	30	5	Spur	32

Tabelle 17 Die Tonmineralien in den Profilen 41-46 auf den Margaritatusschichten.
The clay-mineral composition in the profiles 41-46 on the Margaritatusschichten.

Pliozän (Oberreuverien), sind. Dieser Annahme entspricht sehr wohl die in manchen Profilen, wie im Oberreuverien doch auch im Tiglien, festgestellte schwache Kaolinitzunahme. Der Zusammenhang zwischen dem Ausmaß der Verwitterung, so wie das aus der Kaolinitbildung im Plateaulehm abgeleitet wird, und der Höhenlage der Profile wird im XIII. Kapitel behandelt. Es genüge hier, zu erwähnen, daß die Plateaulehme auf den Margaritatusschichten, welche nicht mehr als 10% Kaolinitzunahme zeigen, alle unter 330 m ü. NN. liegen.

Es fällt auf, daß die tonmineralogische Zusammensetzung aller Profile auf den Margaritatusschichten so konstant ist. Nicht nur bei der Verwitterung des mesozoischen Materials treten keine starken Veränderungen auf, auch die Profile, denen ortsfremdes Material zugefügt wurde, zeigen kein abweichendes Bild. Allochthones Material kommt in den sandigen Profilen 43 und 46 und im Lößprofil 45 vor.

Bei der Korngrößenanalyse der Profile 43 und 46 wurde schon auf den zweiphasigen Charakter des sedimentären Horizontes hingewiesen. Der kaolinitreiche Ton, den wir jetzt in diesen Profilen vorfinden, konnte damals am Ende der Hochwasserphasen zur Absetzung gelangen (BAKKER und MÜLLER 1957). Wenn man bedenkt, daß der Kaolinitgehalt im heutigen Sediment der Alzette oberhalb Hesperange etwa 40% beträgt, ist es klar, daß der gleiche Prozentsatz Kaolinit in den Sedimenten der Profile 43 und 46 keinen Aufschluß über das Ausmaß der Verwitterung geben kann, dem die betreffenden Plateaulerhne ausgesetzt gewesen sind. Ebenso wie in dem Alluvium haben die unverwitterten Margaritatusschichten in der Fraktion < 1 Mikron einen Kaolinitgehalt von 30 bis 40%. Darum ist die Tonzusammensetzung in den Profilen 43 und 46 so konstant.

Das allochthone Material des Profils 45 besteht aus Löß, der auf Grund der Schwermineralienzusammensetzung zu der gleichen Ablagerung gehört wie der Löß der Profile 62, 72 und 91. In diesen Profilen kommt der Löß als ein ziemlich reiner Horizont vor, dem nach der Ablagerung wenig oder kein Verwitterungsmaterial aus der Umgebung beigemischt wurde. Diese Horizonte können also Auskunft erteilen über die mineralogische Zusammensetzung des Lösses. Was das Mineral Kaolinit betrifft, so kann bemerkt werden, daß es in den Tonfraktionen obenerwählter Lößhorizonte in Mengen von einer Spur bis zu etwa 10% wechselt. Das sind also bedeutend niedrigere Werte als die Kaolinitgehalte im lößhaltigen Profil 45, die zwischen 30 und 40% liegen. Es ist unwahrscheinlich, daß dieser Unterschied in Kaolinitgehalten entstanden wäre infolge einer Verwitterung, welche nach der Lößablagerung gewirkt hätte. Bei einer solchen Verwitterung hätte ja wahrscheinlich das Mineral Epidot nicht fortbestehen können (BAKKER 1958b, 1960), und eben dieses Mineral ist gerade im Profil 45 reichlich vorhanden.

Wenn das Mineral Kaolinit nicht durch Verwitterung an Ort und Stelle entstanden ist, so ist es während der Sedimentation des Profils 45 anderswoher angeführt worden.

Wird der Ton mit dem Löss mitgeführt, so kann er 10 bis 15% des Gewichtes desselben ausmachen. Da der Tongehalt im Profil 45 sich bis über 30% steigert, muß ein wesentlicher Teil der Tonfraktion kolluvial oder alluvial abgelagert worden sein. Aus der so gewonnenen Mischung, die im Profil 45 als ein feingeschichteter Lehm abgelagert worden ist, läßt sich die ursprüngliche Tonzusammensetzung des Lösses nicht ableiten. Wir könnten aber den Kaolinitgehalt in der Tonfraktion des Lösses nach Analogie der Lößhorizonte der Profile 62, 72 und 91 auf 10% stellen und mit Hilfe der im III. Kapitel abgeleiteten Formel feststellen, wie der Kaolinitgehalt in der Mischung aussehen wird.

Wir wählen für:

a 30% p 70%

b 15% q 30%

c 10% r 40% (Für die Bedeutung der Buchstaben, vgl. III. Kapitel).

$$\frac{abc + pqr}{ab + pq} = \% \text{ Kaolinit in der Mischung gibt bei obiger Annahme einen}$$

Kaolinitgehalt von 34,7% in der Mischung, wobei wir also von einem Kaolinitgehalt von 40% in dem Ton des nicht-äolischen Teiles des Lehmes ausgegangen sind. Wir sehen also, daß in der Situation des Profils 45 der Löß nur einen beschränkten Einfluß auf die Tonzusammensetzung der Mischung hat; der Kaolinitgehalt geht nur etwa 5% hinunter.

VI. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEN FOSSILARMEN TONEN

Der Untere Lias hat drei Stufen, auf denen Plateaulehme einigen Umfangs liegen. Es sind die fossilarmen Tone (li⁴) und die Arietenschichten (li³), welche Gesteine feinkörnig entwickelt sind, und der Luxemburger Sandstein (li²). Die ersten zwei Gesteine bilden ausgesprochen flache Elemente in der Morphologie. Das letzte Gestein weist mit seiner imponierenden Stufe und seinen oft schluchtartigen Flußtäälern starke Reliefunterschiede auf. Die fossilarmen Tone sind namentlich in einem 4 × 5 km² großen Gebiet um Capellen verbreitet. Die dortige Höhenlage wechselt von 300 bis 337 m ü. NN. Die Fortsetzung nach Westen hin, über die belgischen Dörfer Sterpenich und Barnich, bildet nur eine schmale Zone, aus der drei am Kellerbach liegende Hügel aufgebaut sind.

Im Zentrum des Verbreitungsgebietes der fossilarmen Tone wurden zwei Plateaulehme untersucht: Profil 51 südwestlich von Goetzingen und Profil 52 östlich von Capellen.

Profil 51

Aufnahmestelle: Bohrung 51 auf 500 m südöstlich von Goetzingen.
Gestein: d² auf li⁴.
Höhe: 331 m ü. NN.
Bodenbenützung: Ackerbau.
Probennummern: 871-877.

		Probe	Tiefe
0- 40 cm	Mehlsandiger Lehm, gelblich-braun, 10 YR 5/4, keine Eisenkonkretionen.	871	25- 35 cm
40-150	Mehlsandig-toniger Lehm, gelblich-braun, 10 YR 5/4, mit Stückchen sehr schwach braun, 10 YR 7/3 und hellolivengrau, 5 Y 6/2 nach unten in dunkelgelblich-braun 10 YR 4/4 hinübergehend; Manganflecken, einige kleine Eisenkonkretionen.	872	40- 50
		873	65- 75
		875	115-125
150->170	Mehlsandiger Ton, kräftig braun, 7,5 YR 5/8 mit Stückchen hellolivengrau, 5 Y 6/2.	877	160-170

Profil 52

Aufnahmestelle: Bohrung 52 auf 500 m nordöstlich von Capellen auf der linken Seite der Straße nach Goetzingen.
Gestein: d^{2y} auf li⁴.
Höhe: 321 m ü. NN.
Bodenbenützung: Ackerbau.
Probenummern: 881-884.

		Probe	Tiefe
0- 35 cm	Mehlsandiger Ton, gelblich-braun, 10 YR 5/4. In der Furche kommen viele bis zu 20 cm große Tertiär-Quarzite vor. Der Lehm hat stellenweise Manganfleckchen.	881	15- 30 cm
35-> 100	Mehlsandiger Ton, gelblich-braun, 10 YR 5/6 mit sehr bräunlich-grauen Fragmenten, 2,5 Y 6/2, tiefer in eine graue Farbe 5 Y 6/1 hinübergehend. Von etwa 90 cm an starke Zunahme von Manganfleckchen. In dieser Zone wurden keine Tertiär-Quarzite gefunden.	882 883	40- 50 90-100

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 51 und 52

Die Sommatationskurven in den Abb. 25 und 26 und die Tab. 18 geben die Korngrößenverteilung der Profile auf den fossilarmen Tonen wieder. Die Verteilung im Gesteine selbst konnte aus den tiefsten Proben 877 und 884, die auf dem Übergang zum unverwitterten Material gesammelt wurden, abgeleitet werden. Beide Proben bestehen zu etwa 50% aus Teilchen, kleiner als 2 Mikron. Von den Fraktionen, grober als 50 Mikron, kommt in der Probe 877 etwa 12% und in der Probe 884 weniger als 2% vor. Das grobe Material in der Probe 884 besteht aus Eisenkonkretionen. Die restlichen 40 bis 50% des Materials sind gleichermaßen über die Fraktionen von 2 bis 50 Mikron verteilt. Es zeigt sich, daß die fossilarmen Tone in der Umgebung der Profile 51 und 52 noch aus mehlsandigem Ton bestehen. Erst mehr westlich bei der belgischen Grenze geht der li⁴ in den sandigen Mergel von Hondelange über, um noch weiter westlich seine Fortsetzung im Sandstein von Virton zu finden (Lucius 1948).

Die untersuchten Profile auf den fossilarmen Tonen sind nicht sehr dick: Profil 52 ist 100 cm, Profil 51 etwa 170 cm tief. Die Korngrößenverteilung des letzteren Profils zeigt, wie wichtig der Lößbeitrag in den obersten 150 cm des Profils ist. Im Profil 52 ist die Lößbeimischung minimal; aus dem Verlauf der Sommatationskurven kann man die Anwesenheit äolischen Materials nicht ableiten. Bei der Schwermineralienuntersuchung aber werden die Mineralien der Lößassoziation wohl gefunden.

Die Schwermineralien der Profile 51 und 52

Die Zusammensetzung der schweren Fraktion aus den Profilen auf den fossilarmen Tonen ist in der Tabelle 19 wiedergegeben. Neben den Durchläufern finden wir hier

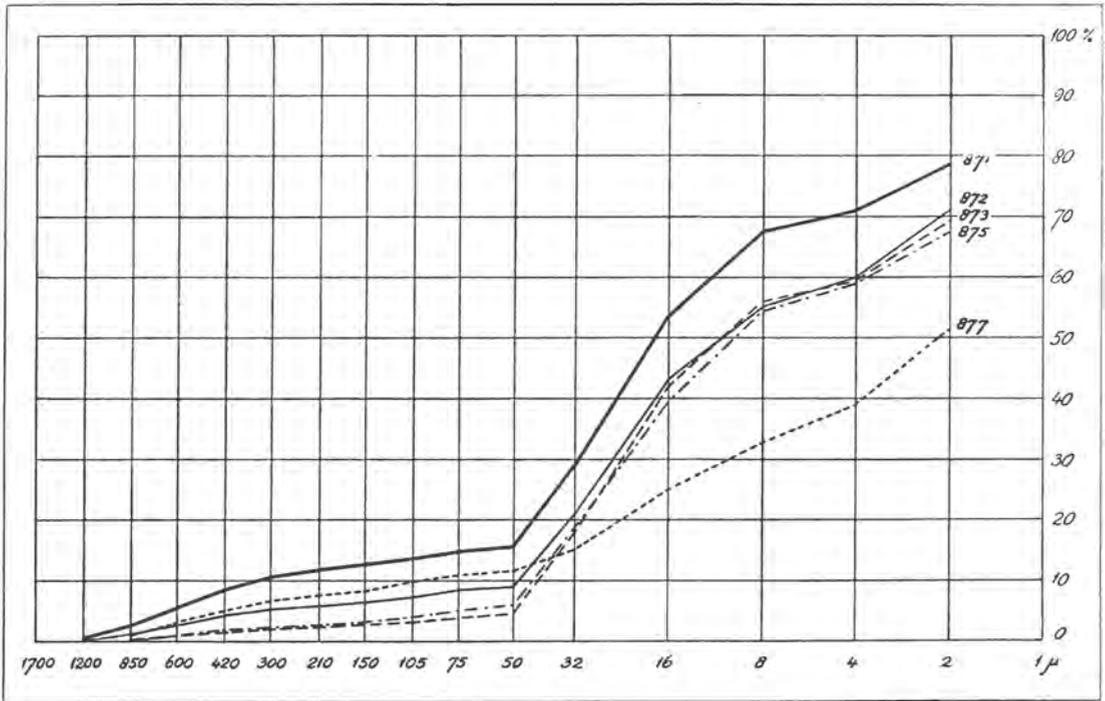


Abb. 25 Die Korngrößenverteilung im Profil 51 auf den fossilarmen Tonen.
Size frequency distribution in profile 51 on the fossilarme Tone.

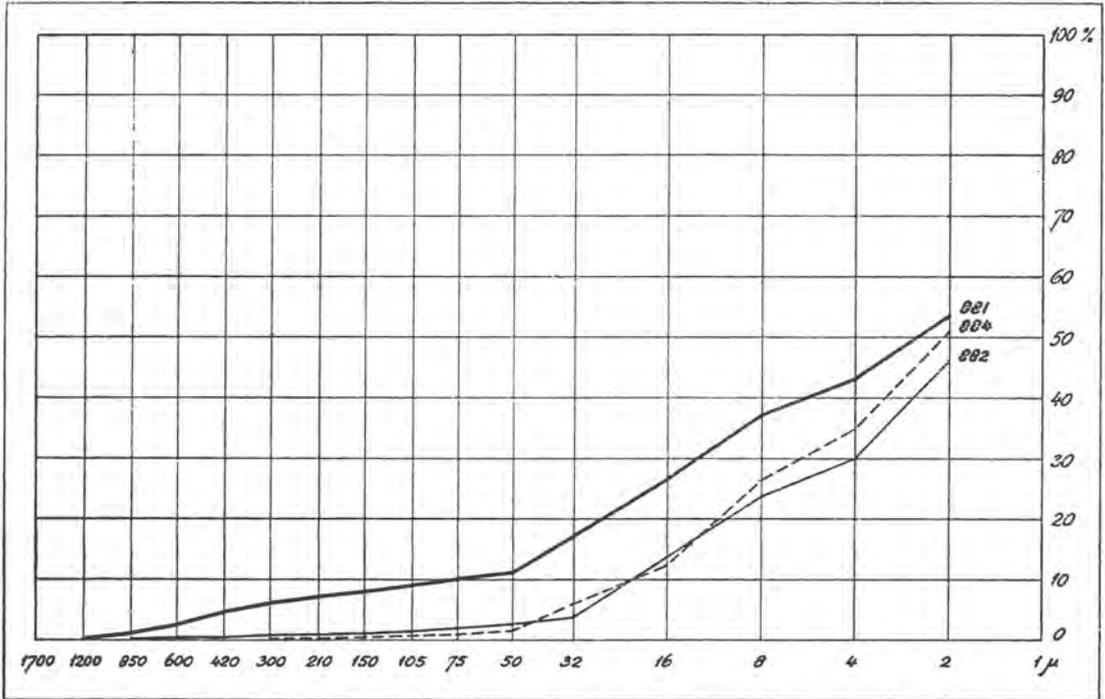


Abb. 26 Die Korngrößenverteilung im Profil 52 auf den fossilarmen Tonen.
Size frequency distribution in profile 52 on the fossilarme Tone.

Profil und Probe		Tiefe cm.	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Braune Hornblende	Hypersthen	Disthen	Spinel
51	871	25- 35	32	2	2	25	3	9	19			39			1					1		1	
	872	40- 50	31	5	5	18	×	10	30		1	33							2	1		×	
	873	65- 75	37	7	4	24		15	22		2	29	1						1	1		2	
	875	115-125	34	7	2	23		17	26			29						1	1	1		1	
	877	160-170	31	8	2	33		5	43			16						1				1	
52	881	15- 30	43	5	4	38		21	14		1	20		1	1					1			
	882	40- 50	39	2	12	40	2	24	13			7		1	1								
	883	60- 70	45	6	5	46	1	25	11			10			1								1
	884	90-100	40	3	5	56	7	14	6			6	1						1				3

Tabelle 19 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 51-52 auf den fossilarmen Tonen.
The heavy minerals in the profiles 51-52 on the fossilarme Tone.

einen stattlichen Prozentsatz an Mineralien der Lößassoziation. Sogar im Profil 52, wo die Korngrößenanalyse kaum Hinweise für Lößvorkommen gibt, liefert die Zählung der obersten Probe (881) dennoch den Wert 21 für Epidot und grüne Hornblende. Es wäre falsch, hieraus zu folgern, daß die fossilarmen Tone selber Epidot enthalten. Die in der Tabelle 4 von ANTUN (1953) übernommenen Zahlen zeigen ja, daß die fossilarmen Tone durchaus keine grüne Hornblende oder Epidot enthalten, doch saß die schwere Fraktion ausschließlich aus den Durchläufern aufgebaut ist. Der Prozentsatz der Lößassoziation nimmt in den tieferen Profiltteilen denn auch ab (Siehe Proben 877 und 884). Die Erklärung für den trotz der geringen Lößbeimischung hohen Wert der Lößmineralien im Profil 52 muß in der Feinkörnigkeit der fossilarmen Tone gesucht werden. Im Korngrößenbereich von 30 bis 50 Mikron, in dem die Schwermineralien untersucht werden, hat das Gestein nur eine kleine Menge Material, der Löß aber — dessen Masse fast ganz zwischen 8 und 50 Mikron liegt — wird zum großen Teil in die Untersuchung einbezogen. So können die Schwermineralien der Lößassoziation in diesen Zählungen mit einem verhältnismäßig großen Prozentsatz auftreten.

Die Tonmineralien der Profile 51 und 52

Die mineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 1 Mikron in den Profilen der fossilarmen Tone ist in der Tabelle 20 notiert. Die wichtigsten Komponente sind Illit und Kaolinit, neben denen nur Spuren Montmorillonit und einmal eine Spur von einem 14 Å-Mineral gefunden wurden. Quarz kommt immer in Kleinmengen vor. Der Goethitgehalt wechselt, aber ist nirgends hoch. Die Proben haben ein Illit-Kaolinitverhältnis, das kaum größer als 1 ist. Mit Ausnahme der Probe 871 — über welche hierunter mehr — kann man den Illitgehalt auf etwa 50% und die Menge Kaolinit auf 40% stellen. In der Übergangszone zum unverwitterten Gestein behält der Kaolinit den gleichen Wert. Analysen des Lotharingiens (li⁴), der Fortsetzung der fossilarmen Tone in Nord-Ost-Frankreich, zeigten, daß das unverwitterte Gestein selber eine bedeutende Menge Kaolinit in seiner Tonfraktion enthält. MILLOT (1949) stellt es auf etwa 40%. Der hohe Kaolinitgehalt in den beiden untersuchten Profilen kann also unmittelbar aus dem Muttergestein abgeleitet werden und hängt nicht mit einer kaolinitbildenden Verwitterung zusammen. Der Behandlung des Zusammenhanges vorgreifend, der zwischen der Kaolinitzunahme in dem Verwitterungsprodukt und der Höhenlage des Profils besteht, möchten wir hier schon kurz darauf hinweisen, daß die Profile 51 und 52 auf 331 bzw. 321 m ü. NN. keine Kaolinitanreicherung zeigen, was also auf ein jüngeres Alter der Profilbildung als des Reuverien hinweist. Auch die Profildicke ist hier nicht groß.

Wenden wir uns jetzt wieder der obersten Probe (871) des Profils 51 zu, die einen abweichenden Platz einnimmt. Die Probe hat nämlich einen beträchtlich höheren Illitgehalt, während der Prozentsatz Kaolinit nur etwa 20 ist. Ebenfalls anders als in den anderen Proben findet man in 871 eine Spur eines 14 Å-Minerals, möglich Chlorit. Beide Erscheinungen hängen mit dem Lößcharakter der Gipfelzone des Profils 51 zusammen. Die (fast) reinen Lößproben z. B. der Profile 62 und 72 haben in der Tonfraktion nicht mehr als 10% Kaolinit, während sich das Vorkommen eines 14 Å-Minerals auf Profile mit Löß beschränkt.

	Tiefe cm.	Mont- moril- lonit	14 Å- Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	T-Wert
Profil 51								
871	25- 35	Spur	Spur	75	20	5	Spur	68
873	65- 75	Spur		50	40	5-10	Spur	
877	160-170	Spur		50	40	5-10	+	48
Profil 52								
881	15- 30	Spur		50	45	5	+	58
883	60- 70	Spur		55	40	5	Spur	
884	90-100	Spur		55	40	5	+	52

Tabelle 20 Die Tonmineralien in den Profilen 51-52 auf den fossilarmen Tonen.
The clay-mineral composition in the profiles 51-52 on the fossilarme Tone.

Bei der Untersuchung der Plateaulehme stoßen wir auf die interessante Erscheinung, daß sich der Lößeinfluß nicht nur in der Korngrößenverteilung und in der Zusammensetzung der schweren Fraktion zeigt, sondern ebenfalls, was die kaolinitreichen Plateaulehme betrifft, in einem herabgesetzten Kaolinitgehalt der Tonfraktion. Dann und wann wird auch noch eine Spur eines chloritartigen Minerals gefunden. Der Kaolinitgehalt der Probe 871, einer Mischung von Löß und verwitterten fossilarmen Tonen, hat eine Größe, die zwischen den Werten beider zusammensetzenden Komponenten liegt.

VII. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEN ARIETENSCHICHTEN

Die Arietenschichten sind in Luxemburg stark verbreitet. Südwestlich von Beckenrich, gerade hinter der Kuppe der Luxemburger Sandsteinstufe, erreichen sie eine Höhe von 402 m ü. NN. In der Umgebung der Stadt Luxemburg liegen sie viel tiefer: auf etwa 300 m ü. NN. Die Landschaft auf den Arietenschichten bildet einen schroffen Gegensatz zu der des Luxemburger Sandsteins: die Täler in diesem Sandstein sind tief und haben steile Wände, die Arietenschichten dagegen bilden eine sanftwellige Landschaft mit weiten, muldenförmigen Tälern.

Lucrus kartiert nördlich von Kehlen einen ziemlich ausgedehnten Plateaulehm. Hier wurde das Profil 61 aufgenommen.

Wie auch anderswo, wurde hier die Stelle des repräsentativsten Plateaulehmprofils mittels eines Netzes von Bohrungen bestimmt. Die meisten Plateaulehmdecken auf den Arietenschichten haben einen bescheidenen Umfang. Eine konnte als Profil 62 in einer Baugrube der Maternité in Luxemburg untersucht werden.

Profil 61

Aufnahmestelle: Bohrung 61 auf 600 m nördlich von Kehlen (vgl. Abb. 48).
 Gestein: d² auf li³.
 Höhe: 340 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Wiese.
 Probennummern: 830-840.

		Probe	Tiefe
0- 40 cm	Mehlsandig-toniger Lehm. Gelblichbraun, 10 YR 5/6 nach unten hin in rötlich-gelb, 7,5 YR 6/6 hinübergehend. Viele Manganflecken.	830	15- 20 cm
40- 90	Mehlsandiger Ton. Rötlich-gelb, 7,5 YR 6/6. Eine feine Schichtung ist in der ganzen Zone erkenntlich. Manche Schichtchen haben eine graue Färbung: 5 Y 7/1. Zwischen 70 und 90 cm findet man einige bis zu 2 cm große Eisenkonkretionen. Manganflecken.	833	60- 70
90-160	Ton. Rötlich-gelb, 7,5 YR 6/6. Feingeschichtete Struktur mit vielen grau gefärbten Schichtchen, 5 Y 7/1.	835	95-110

	Vereinzelt eine Eisenkonkretion. Ab 140 cm wiederum Manganflecken.	837	120-135
160->220	Ton. Gelblich-braun, 10 YR 5/6. Viele Manganflecken	839	175-190
	Keine feine Schichtung. Übergang zu den Arietenschichten. Viele winzige Eisenkonkretionen.	840	205-220

Profil 62

Aufnahmestelle: Baugrube 62 bei der Maternité der Stadt Luxemburg an der Straße nach Strassen.
 Gestein: d^{2xy} auf li³.
 Höhe: 326 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Garten.
 Probennummern: 234-242.

		Probe	Tiefe
0- 33 cm	Mehlsandiger Lehm. Hellgelblich-braun, 10 YR 6/4.	234	10- 18 cm
33-150	Mehlsandig-toniger Lehm. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6.	235	75- 80
	Zwischen 140 und 150 cm einige Eisenkonkretionen.	237	120-130
150-180	Ton. Kräftig-braun, 7,5 YR 6/6, mit sehr vielen Eisenkonkretionen, die eine Bank bilden. Sie sind vielfach rund und haben einen maximalen Durchschnitt von 4 bis 5 cm. Die Unterseite der Konkretionsbank ist scharf abgegrenzt. Es wurde darin kein Quarzschotter gefunden.	238	160-170
180-275	Ton. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6 mit einzelnen grauen Flecken. Diese Zone ist frei von Eisenkonkretionen.	240	190-195
275->295	Mehlsandig-toniger Lehm. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6. Sehr kleine Eisenkonkretionen. Diese Zone ist der Übergang zu den unverwitterten Arietenschichten in mergliger Entwicklung.	241	275-290
500	Unverwitterte Arietenschichten in mergliger Fazies.	242	500

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 61 und 62

Die Korngrößenverteilung der Plateaulehme auf den Arietenschichten ist in den Abb. 27 und 28 und in der Tab. 21 wiedergegeben. Das Material ist feinkörnig und enthält viel Ton. Im Profil 61 wechselt der Prozentsatz des Tons von 50 bis 65; im Profil 62 von 35 bis 55. Das restliche Material ist fast ganz über die fünf Fraktionen von 2 bis 50 Mikron verteilt. Nicht mehr als 5 bis 10% des Verwitterungsprodukts ist grober als 50 Mikron und besteht dann ganz aus Eisenkonkretionen. JUNGERIUS (1958) wies darauf hin, daß die Eisenkonkretionen, welche in den Böden auf den Arietenschichten vorkommen, durch die Oxydation des im Gestein vorkommenden Pyrits entstanden sind. Das sind die Konkretionen, die in der Übergangszone nach den unverwitterten Arietenschichten in den Profilen 61 und 62 gefunden wurden. Es sind andere Konkretionen als jene, die die Bank von 150 bis 180 cm des Profils 62 bilden. Ihre Genese ist nicht an die Arietenschichten gebunden: wir finden sie in fast allen Plateaulehmen des Gutlands.

Profil und Probe	Tiefe in cm	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile															pH				
		1.7-1.2 mm	1.2-0.85 mm	850-600 μ	600-420 μ	420-300 μ	300-210 μ	210-150 μ	150-105 μ	105-75 μ	75-50 μ	50-32 μ	32-16 μ	16-8 μ	8-4 μ	4-2 μ	< 2 μ	H ₂ O	K Cl	Humus %	Ca CO ₃ %
Profil 61																					
830	15- 25	0.4	2	2	1 ^s	0.9	1	2 ^s	2 ^s	2 ^s	2	11	17 ^s	13	6	5	30	5.8	5.0		
833	60- 70	0.1	0.4	0.6	0.5	0.4	0.5	0.9	1 ^s	2	1 ^s	10	11 ^s	10	7 ^s	3 ^s	49				
835	95-110	0.1	0.6	0.6	0.5	0.4	0.4	0.7	0.7	0.9	0.8	3	7	10	9	7 ^s	61 ^s				
837	120-135		0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	3	4 ^s	6 ^s	9	9	66				
839	175-195		0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	3	3	7 ^s	7 ^s	10	7 ^s	5 ^s	53				
840	205-220	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.7	4	3	9 ^s	5 ^s	11 ^s	5	3 ^s	55				0
Profil 62																					
234	10- 18	0.5	0.5	0.3	0.3	0.5	1 ^s	3	3	1 ^s	1	17	30	16	7 ^s	2	15 ^s	7.6	7.2		
235	75- 80		0.1	0.1	0.2	0.2	0.6	1	1 ^s	1	1	16 ^s	16	12 ^s	8	6	35				
237	120-130	2 ^s	1 ^s	0.7	0.5	0.4	0.5	0.7	0.8	0.8	1	10	12	10	6	6	46 ^s	5.2	3.6		
238	160-170	5	3	1 ^s	0.8	0.6	0.6	0.7	0.7	0.9	1	9	8 ^s	8	5	7	47 ^s				0
240	190-195	0.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	0.9	3 ^s	11	9 ^s	5	5	6	55 ^s	5.8	3.9		0.4
241	275-290		0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.6	4	21 ^s	10 ^s	10 ^s	7 ^s	6	37 ^s				1.1
242	500		0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	1	5	15 ^s	12	9 ^s	8	8	40	7.9	7.3		31.0

Tabelle 21 Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 61-62 auf den Arietenschichten.
Mechanical composition of the profiles 61-62 on the Arietenschichten.

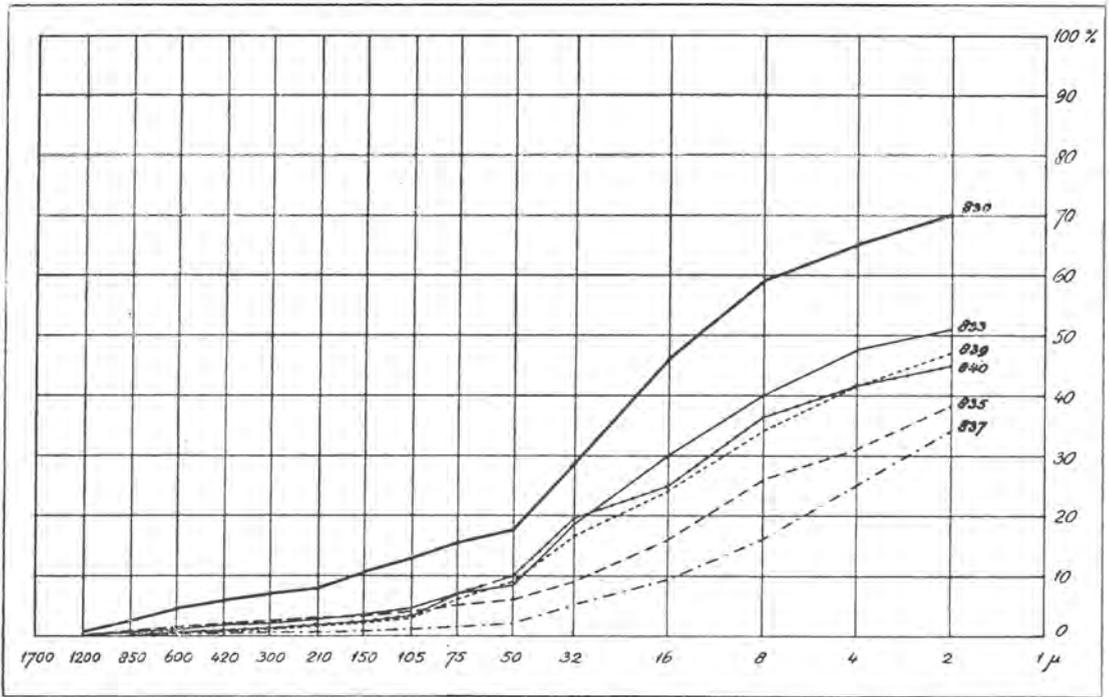


Abb. 27 Die Korngrößenverteilung im Profil 61 auf den Arietenschichten.
Size frequency distribution in profile 61 on the Arietenschichten.

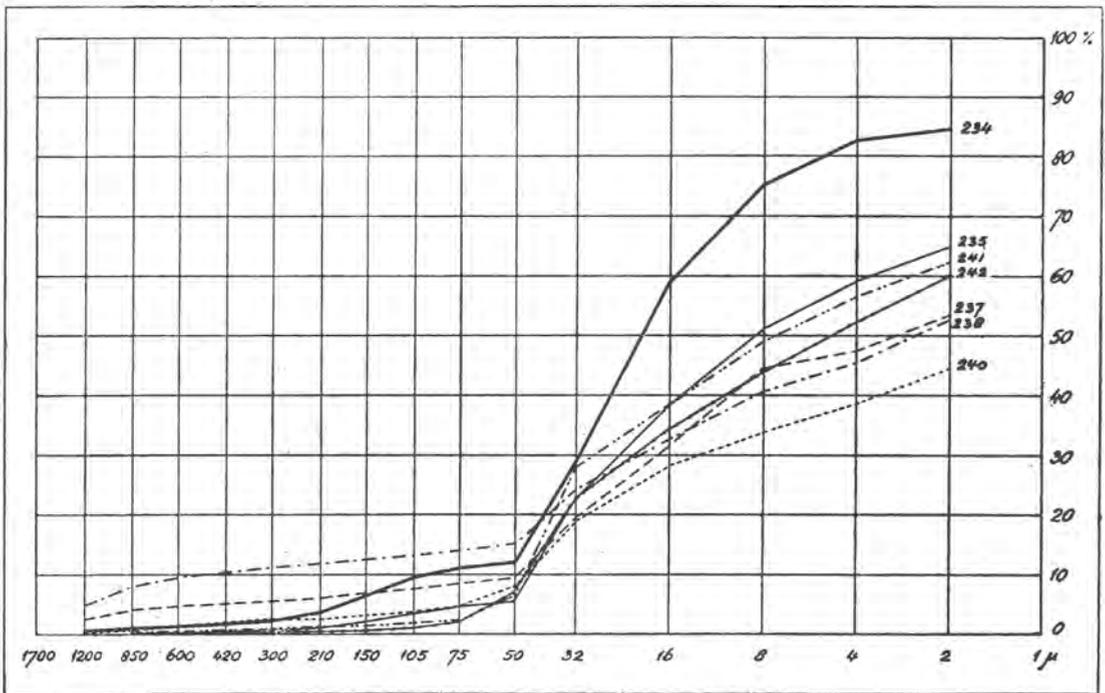


Abb. 28 Die Korngrößenverteilung im Profil 62 auf den Arietenschichten.
Size frequency distribution in profile 62 on the Arietenschichten.

Die Profile 61 und 62 sind nicht nur aus Verwitterungsprodukten der Arietenschichten aufgebaut: in den höheren Zonen findet man auch Löß. Im Profil 62 ist es sogar eine ziemlich rein bewahrte Schicht von etwa 30 cm, die den Plateaulehm abdeckt. Die hieraus entnommene Probe 234 hat 62,5% in der «Löß»-Fraktion von 8 bis 50 Mikron. Der Tongehalt zu 15% in dieser Probe ist sehr viel niedriger als der in den verwitterten Arietenschichten.

Die oberste Probe (830) des Profils 61 verrät ebenfalls eine Anfuhr äolischen Materials. Die Schicht ist aber viel weniger rein. Der Prozentsatz in der 8 bis 50 Mikron-Fraktion ist kleiner und der Tongehalt größer als in der Probe 234. Der äolische Lehm in der Gipfelschicht des Profils 61 ist schon stärker mit der örtlichen Verwitterungsschicht vermischt.

Es sei schließlich noch bemerkt, daß die Sommatationskurven der Proben 237 und 238 im linken Teil der Graphik (Abb. 28) höher liegen als die übrigen Proben des Profils 62. Diese Erscheinung hängt mit dem Vorkommen der Eisenkonkretionsbank, der die Probe 238 entnommen wurde, zusammen; die Probe 237 liegt gerade darüber. Die groberen Fraktionen dieser zwei Proben bestehen aus Eisenkonkretionen, die während der Vorbehandlung bei der Korngrößenanalyse nicht aufgelöst wurden (vgl. das I. Kapitel).

Die Schwerminerale der Profile 61 und 62

Das Ergebnis der Schwermineralienuntersuchung der Plateaulehme auf den Arietenschichten enthält die Tabelle 22. Die Schichten selbst liefern, wie das auch aus der Untersuchung von ANTUN (1953), in der Tabelle 4 wiedergegeben, und JUNGERIUS (1958), hervorgeht, nur Turmalin, Zirkon, Granat, Rutil, Anatas und Brookit. In den Plateaulehmen der Profile 61 und 62 sind diese Mineralien reichlich vertreten. Die anderen determinierten Mineralien gehören zu der vulkanischen Assoziation und zur Lößassoziation. Wie meistens ist auch hier ihre Anzahl in dem Gipfel am höchsten und nimmt sie je nach Tiefe ab. Was die vulkanische Assoziation betrifft: diese wird nur bis zu einer Tiefe von 25 cm in den Profilen gefunden. Ist die Lößassoziation gewöhnlich nur bis zu ungefähr 60 cm in den Boden vermischt, im Profil 61 ist sie im feingeschichteten Komplex bis zu einer Tiefe von 160 cm verbreitet. Dieser Komplex ist also während oder nach der Lößsedimentation gebildet worden und besteht aus verschwemmtem Verwitterungsboden der Arietenschichten, dem Löß zugefügt worden war. Eine ähnliche Situation tritt u. a. im Profil 45 auf den Margaritatusschichten und im Profil 91 auf den Steinmergelkeuper auf.

Die Lößsedimentation hat sich in diesen Profiltypen nicht immer unter den gleichen Umständen vollzogen. Es gibt, wie man das auch im Profil 61 unterscheiden kann, eine *untere Zone*, wo Löß mit Verwitterungsmaterial aus der nächsten Umgebung gemischt wurde bei gleichzeitiger Bildung einer feinen Schichtung, und eine *obere Zone*, in der diese Schichtung völlig fehlt, dafür aber die Lößkomponenten in der Korngrößenanalyse und die Schwermineralienzählungen eine größere Rolle übernehmen. Die obere Zone ist nicht mehr als eine Lößdecke, welche durch homogenisierende Prozesse im allgemeinen bis zu einer Tiefe von 60 cm mit losem Untergrundmaterial vermischt wurde. In der unteren

Profil und Probe		Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Disthen	Spinel	
61	830	15- 25	44	16	3	49	2	26	6	1	1	10		3	4							
	832	40- 60	51	3	8	57	1	18	8		1	5	2									
	834	70- 90	51	4	4	58		22	10		1	4	1									
	835	95-110	55	10	5	38	3	25	18		2	8						1				
	837	120-135	41	4	3	49	15	17	10		1	4									1	
	839	175-195	40	7	2	49	13	18	14		1	2	1									
	840	205-220	35	9	9	51	9	16	12			1										2
	62	234	10- 18	28	11	3	31	8	16	2		2	28	1	1	4	2		1	×	1	
235		75- 80	28	25	1	56	4	14	1			24										
237		120-130	30	13	1	64	6	18	5			3								1		
238		160-170	37	19	3	65	1	19	9	1		×							2			
240		190-195	22	26	3	53	9	23	8	1							1					1

Tabelle 22 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 61-62 auf den Arietenschichten.
The heavy minerals in the profiles 61-62 on the Arietenschichten.

Zone wechselt in diesen Profiltypen die Lößsedimentation ständig mit der Anfuhr von Material aus der nächsten Umgebung.

In diesen Profilen lassen sich in der Lößablagerung also zwei Phasen unterscheiden: eine ältere, während welcher eine feingeschichtete Mischung von Löß und Verwitterungslehm gebildet wurde, und eine jüngere, in der die Lößschicht, welche man nahezu ungestört in dem Gipfel des auf größeren Tiefen geschichteten Profils antrifft, abgelagert wurde.

Ein solcher Profilaufbau könnte folgendermaßen erklärt werden: Die Lößsedimentation fing an, als sich der Boden des Gutlands noch in einer Permafrostsituation befand. Bei dem Auftauen der Oberschicht konnte das Wasser nur oberflächlich wegströmen und veranlaßte so die Bildung von dünnen Sedimentschichten. Als schließlich der Boden wieder permeabel wurde, verlor das Material seine Beweglichkeit. Der danach sedimentierte Löß blieb ungestört.

In dem anderen untersuchten Profil der Arietenschichten (62) ist diese Schichtung nicht entwickelt in der Zone von 33 bis 120 cm, in der Löß und Verwitterungsmaterial der unterliegenden Schichten vermischt wurden.

Für die Schwermineralienuntersuchung der Lößassoziation hat die aus fast reinem Löß bestehende Schicht von 0 bis 33 cm in dem Profil 62 Bedeutung. Im Rahmen der Plateaulehmuntersuchung wurden nur einige Male nicht-verunreinigten Lößschichten Proben entnommen. Die Frage, welche die Komponenten seien, die mit niedrigen Prozentsätzen zu der schweren Lößfraktion gerechnet werden müssen, konnte daher nicht genügend untersucht werden. Wohl verdient hier die Tatsache Erwähnung, daß in Proben mit einem hohen Epidotgehalt vielfach Disthen und Chloritoid gefunden werden, sodaß ein Zusammenhang dieser Mineralien mit dem Löß nicht unwahrscheinlich ist, zumal sie in den mesozoischen Gesteinen des Gutlands nicht vorkommen. Siehe für die Löß-Frage ebenfalls das XI. Kapitel.

Die Tonmineralien der Profile 61 und 62

Die Tabelle 23 gibt einen Überblick über die Tonzusammensetzung der Plateaulehme auf den Arietenschichten. Der unverwitterte Mergel im Profil 62 (Probe 242) besteht zu ungefähr 75% aus Illit, 15% Kaolinit, 10% Quarz und Spuren von Montmorillonit und Goethit. Das ist auch die Zusammensetzung, die wir in dem schwach verwitterten Material der Probe 241 des gleichen Profils sowie in der tiefsten Probe 840 des Profils 61 finden. JUNGERIUS (1958) gibt bei der Tonuntersuchung der unverwitterten Arietenschichten die gleiche Verteilung an. Die Kaolinitreichen Plateaulehme 61 und 62 heben sich davon ab. Die Kaolinitzunahme wurde durch eine Verwitterung verursacht, die intensiver war als die, durch welche die Boden auf den Arietenschichten in dem Untersuchungsgebiet JUNGERIUS' zur Entwicklung kamen. Dieser Forscher findet keine Zunahme dieses Minerals in dem Boden, sogar nicht in einem fossilen Boden (jk-57). Wohl stellt er bei der Verwitterung der Arietenschichten eine Zunahme der Menge Montmorillonit fest, eine Erscheinung, welche sich auch in den Plateaulehmen 61 und 62 bemerkbar macht.

	Tiefe cm.	Mont- moril- lonit	14 Å- Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	T-Wert
Profil 61								
830	15- 20	Spur		50	40	5-10	Spur	52
835	95-110	10		40	45	5	Spur	59
840	205-220	5		70	20	5	+	62
Profil 62								
234	10- 18		Spur	85	10	5	Spur	54
235	75- 80	10		60	20	10	Spur	
237	120-130	10		45	40	5	+	
238	160-170	10		60	25	5	+	44
240	190-195	10		55	30	5	+	
241	275-290	Spur		80	10	10	Spur	
242	500	Spur		80	15	10	Spur	34

Tabelle 23 Die Tonmineralien in den Profilen 61-62 auf den Arietenschichten.
The clay-mineral composition in the profiles 61-62 on the Arietenschichten.

Die Kaolinitzunahme in den Profilen 61 und 62 auf einer Höhe von 340 bzw. 326 m ü. NN. liegt in der Größenordnung von 25%. Dieser Unterschiedswert — der Unterschied in Kaolinitgehalt zwischen dem Muttermaterial und dem Verwitterungsprodukt — ist das Maximum, das in Profilen auf den eben erwähnten Höhen gefunden wird. Es zeigt sich, daß in autochthonem Verwitterungsmaterial höhere Unterschiedswerte ausschließlich in Niveaus über etwa 350 m ü. NN. gefunden werden. Auf den niedrigeren Niveaus um 300 m herum findet sich im Verwitterungsprodukt keine nennenswerte Zunahme des Kaolinitgehalts. Für einen Gesamtüberblick der Unterschiedswerte der Kaolinitprozentätze in einem Profil und der Höhenlage des Plateaulehms wird nach Kapitel XI hingewiesen.

Das alte Verwitterungsmaterial des Profils 62 ist, wie bereits bemerkt wurde, mit einer Schicht ziemlich reinen Lösses bedeckt. Dadurch hat der Ton in der oberen Profilszone eine andere Zusammensetzung als jener der mittleren Zone. Das für die Arietenschichten und den davon abgeleiteten Lehm so bezeichnende Montmorillonit fehlt in der Lößschicht vollständig. Wohl wurde ien wenige eines 14 Å-Minerals gefunden, dessen Vorkommen sich ausschließlich auf die Lößschicht beschränkt. Auch in den Profilen auf den Margaritatusschichten und auf den Luxemburger Sandstein kommt das 14 Å-Mineral in Zusammenhang mit Löß vor.

Die Entwicklung des Profils 62 läßt sich deutlich aus dem Wechsel des Kaolinitprozentatzes ablesen: Die Zunahme dieses Prozentsatzes vom Gestein her ist die Folge einer ziemlich starken Verwitterung, während die Abnahme auf die Oberfläche zu durch den zugefügten, kaolinitarmen Löß verursacht wird.

VIII. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEM LUXEMBURGER SANDSTEIN

Das Verbreitungsgebiet des Luxemburger Sandsteins ist groß. Von der Stadt Luxemburg dehnt es sich in nordwestlicher Richtung aus bis zu Oberpallen, nach Nordosten hin läßt sich das Gestein bis in die Eifel verfolgen. Südöstlich der Stadt kann man der sandigen Fazies des Unteren Lias bis in die Nähe von Mondorf folgen. In der Morphologie der Landschaft spielt es eine wichtige Rolle: Es bildet nämlich eine Stufe, welche das Keuper-Gebiet an der Mosel begrenzt. An der Südseite des Öslings hat sich in diesem Gestein eine Steilstufe entwickelt. Die Stufenhöhe kann 120 m sein. Die obere Seite des Luxemburger Sandsteins erreicht im letzteren Gebiet Höhen von etwa 400 m und ein wenig darüber hinaus. In der Umgebung der Stadt Luxemburg beträgt die Höhe nur 300 m. Die Landschaft auf dem Luxemburger Sandstein ist flach, aber dort wo Flüsse sind, wurden kluftartige Täler gebildet.

Die Plateaulehme, welche Lucrus auf der geologischen Karte angibt, beschränken sich auf ein sehr kleines Gebiet zwischen Hesperange und Senningen. Die Höhenlage dieser Lehme schwankt zwischen 320 und 370 m ü. NN.

Profil 71

Aufnahmestelle: Profilloch 71 bei einer ehemaligen Erzfundstätte, 1100 m nordöstlich von Hesperange.
 Gestein: d^{xy} auf li².
 Höhe: 328 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Wiese.
 Probenummern: 291-303.

		Probe	Tiefe
0- 32 cm	Mehlsandiger Lehm. Blaßbraun bis hellblaßbraun, 10 YR 6/3-7/3. Enthält einige kleine runde Eisenkonkretionen.	291	18- 24 cm
32-140	Mehlsandig-toniger Lehm. Dunkelbraun, 7,5 YR 5/6 mit grauen Stellen und stellenweise bräunlich-gelben Farben, 10 YR 6/8. In der ganzen Zone kommen runde 1 bis 3 cm große Eisenkonkretionen vor.	292	65- 79
140-200	Eine Bank von Eisenkonkretionen die alle mehr oder weniger rund sind und die einen Maximaldurchschnitt	294 295	140-150 185-190

	von 3 bis 4 cm haben. Das zwischenliegende feine Material besteht aus Ton von einer kräftig-braunen Farbe, 7,5 YR 5/8.		
200-258	Sandiger Ton. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/8. Enthält viele kleine runde Eisenkonkretionen, die zwischen 250 und 258 cm eine kleine Bank bilden in der Teilchen Luxemburger Sandstein vorkommen.	297	235-240
258-330	Unter einer 6 cm dicken Schicht rein tonigen Lehms liegt eine Schicht von Eisenkonkretionen mit einer Matrix von tonigem Lehm kräftig-brauner Färbung, 7,5 YR 5/6.	300	280-295
330->385	Sandiger Lehm ohne Eisenkonkretionen. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6, nach unten in hellgelblich-braun, 10 YR 6/4, hinübergehend, welches Material aus verwittertem Luxemburger Sandstein besteht.	303	375-385

Profil 72

Aufnahmestelle: Bohrung 72, 900 m nördlich von Hamm.
 Gestein: d² auf li².
 Höhe: 332 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerbau.
 Probennummern: 911-914.

		Probe	Tiefe
0- 40 cm	Mehlsandiger Lehm. Dunkelgelblich-braun, 10 YR 4/4 bis braun, 10 YR 4/3. Die Zone hat einen Lößcharakter aber enthält ein wenig Sand.	911 912	10- 20 cm 30- 40
40-> 45	Übergang von mehlsandigem Lehm zu sandigem Lehm; das Verwitterungsprodukt des Luxemburger Sandsteins. Die Farbe des sandigen Lehms ist kräftig-braun, 7,5 YR 5/8.	913 914	40- 45 45- 50

Profil 73

Aufnahmestelle: Baugrube 73 des Altersheimes zwischen Hamm und Stadt Luxemburg.
 Gestein: d^{2x} auf li².
 Höhe: 304 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Garten.
 Probennummern: 1-4.

		Probe	Tiefe
0- 55 cm	Ton. Kräftig-braun, 7,5 YR 5/6. Die sehr häufig in dieser Zone vorkommenden Eisenkonkretionen haben einen Durchschnitt von 3 bis 4 cm und sind vorwiegend rundförmig.	1	10- 20 cm
55-140	Mehlsandiger Ton. Hellolivengelb, 5 Y 6/2. Die Zone ist völlig frei von Eisenkonkretionen. Die Grenze	2 3	65- 75 115-125

zwischen der eisenkonkretionenhaltigen oberen Zone und dem mehlsandigen Ton ist sehr scharf, aber hat oft einen sehr ungleichmäßigen Verlauf (Abb. 29) Sandiger Lehm, Gelblich rot, 5 YR 4/8. Der Übergang vom mehlsandigen Ton zum sandigen Lehm vollzieht sich allmählich. Die Zone enthält keine Eisenkonkretionen. Der unverwitterte Luxemburger Sandstein wird auf etwa 170 cm erreicht.

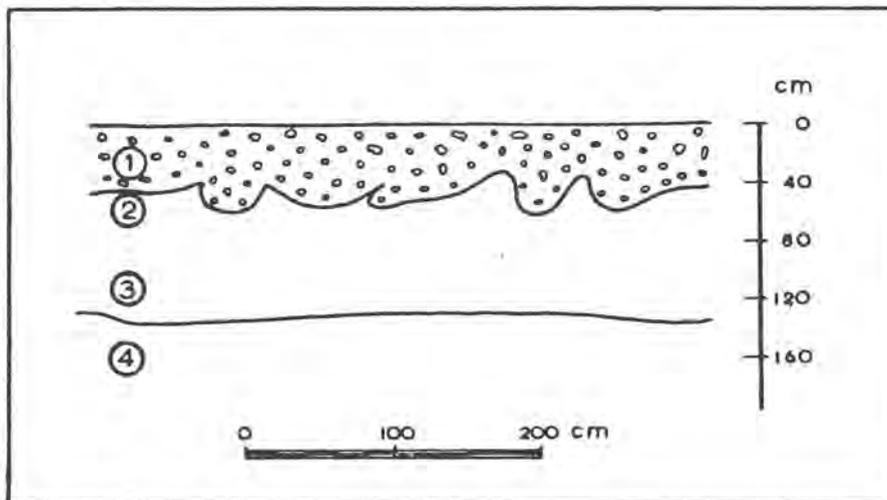


Abb. 29 Kryoturbate Erscheinungen im Profil 73.
Cryoturbate deformations in profile 73.

1. Ton mit Eisenkonkretionen
 2. u. 3. Verwitterte Arietenschichten
 4. Verwitterter Luxemburger Sandstein
- Die Nummern 1-4 zeigen die Stelle der Proben 1-4.

Clay with iron concretions
Weathered Arietenschichten
Weathered Luxemburger Sandstein

Figures 1-4 indicate locations of samples 1-4.

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 71-73

Die Korngrößenverteilung der Plateaulehme auf dem Luxemburger Sandstein ist in den Abb. 30-32 und in der Tab. 24 dargestellt. Die tiefsten Proben der Profile 71 und 73 (die Nummern 303 bzw. 4) haben ein ausgeprochenes Maximum in den Fraktionen von 75 bis 210 Mikron, was bezeichnend für die Zusammensetzung des Luxemburger Sandsteins ist (vgl. JUNGERIUS 1958). Im Profil 72 wurde nicht tief genug gebohrt um den verwitterten Luxemburger Sandstein in reiner Form anzutreffen: die Probe 914 zeigt noch eine Lößbeimischung, deren Menge aber gering ist im Vergleich zu den Löß-

Profil und Probe	Tiefe in cm	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile															pH				
		1.7-1.2 mm	1.2-0.85 mm	850-600 μ	600-420 μ	420-300 μ	300-210 μ	210-150 μ	150-105 μ	105-75 μ	75-50 μ	50-32 μ	32-16 μ	16-8 μ	8-4 μ	4-2 μ	< 2 μ	pH		Humus %	Ca CO ₃ %
																		H ₂ O	K Cl		
Profil 71																					
291	18-24	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	1	4 ^s	4 ^s	1 ^s	0.8	14	25	13	5 ^s	5	23 ^s	6.0	4.4		
292	65-70	1	1	0.5	0.4	0.7	1 ^s	5 ^s	5	1 ^s	0.6	11 ^s	18	14 ^s	3 ^s	5 ^s	29 ^s				
294	140-150	4	3 ^s	2 ^s	3	3 ^s	4	3 ^s	2 ^s	2	2	4	6 ^s	7 ^s	2 ^s	5 ^s	43 ^s				
295	185-190	5 ^s	4 ^s	3	3 ^s	5 ^s	12	8 ^s	3	2	1 ^s	1	4 ^s	1	3	42	5.2	4.0			
297	235-240	4 ^s	3 ^s	2 ^s	3	4	6	12	10 ^s	3 ^s	1 ^s	1	5 ^s	2	0.8	0.9	38 ^s	5.7 ^s	4.4		
300	280-295	6 ^s	6	4	3 ^s	3 ^s	5	6	4	3 ^s	2 ^s	4 ^s	4 ^s	2 ^s	2 ^s	1 ^s	40				
303	375-385	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	3 ^s	26	32	12 ^s	2 ^s	1 ^s	1 ^s	0.4	0.5	19	6.2 ^s	4.8		0	
Profil 72																					
911	10-20	0.2	0.2	0.1	0.2	0.5	1 ^s	7 ^s	9	2 ^s	0.8	13	24 ^s	14 ^s	5	2	18 ^s	5.9	5.9	1.1	
912	30-40				0.1	0.6	1 ^s	8	8 ^s	2	0.6	13	22 ^s	13 ^s	6 ^s	3 ^s	19 ^s	6.4	5.7	0.9	0
913	40-45	0.8	0.8	0.4	0.5	1 ^s	4 ^s	12	11 ^s	2 ^s	0.8	10	17 ^s	11	4 ^s	12 ^s	9	6.1	5.7	0.5	0.4
914	45-50	0.5	0.7	0.6	0.8	4	10	20 ^s	16	3 ^s	0.7	9 ^s	7	7 ^s	2	1 ^s	15	6.3	5.8	0.6	2.3
Profil 73																					
1	10-20	5 ^s	4 ^s	3	4	4	4 ^s	3 ^s	7	2 ^s	1 ^s	2 ^s	3 ^s	2 ^s	4	1	46 ^s	5.4	4.6		
2	65-75	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	1 ^s	2	10	11 ^s	10	8 ^s	7	47 ^s	5.1	3.5		
3	115-125	0.2	0.4	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	1	13 ^s	10 ^s	11 ^s	7 ^s	6	4.8	4.9	3.4	0
4	150-160	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	8	42	26	2 ^s	0.6	1	0.5	0.4	2	0.5	16	5.0	3.8		0.9

Tabelle 24 Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 71-73 auf dem Luxemburger Sandstein.
Mechanical composition of the profiles 71-73 on the Luxemburger Sandstein.

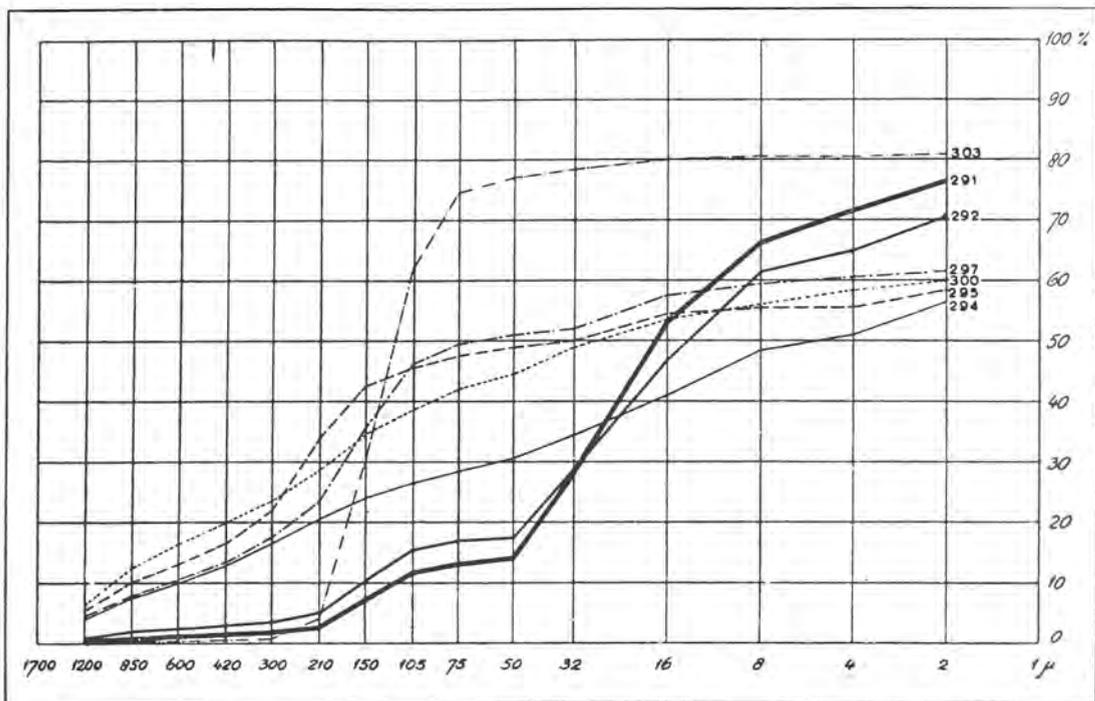


Abb. 30 Die Korngrößenverteilung im Profil 71 auf dem Luxemburger Sandstein.
Size frequency distribution in profile 71 on the Luxemburger Sandstein.

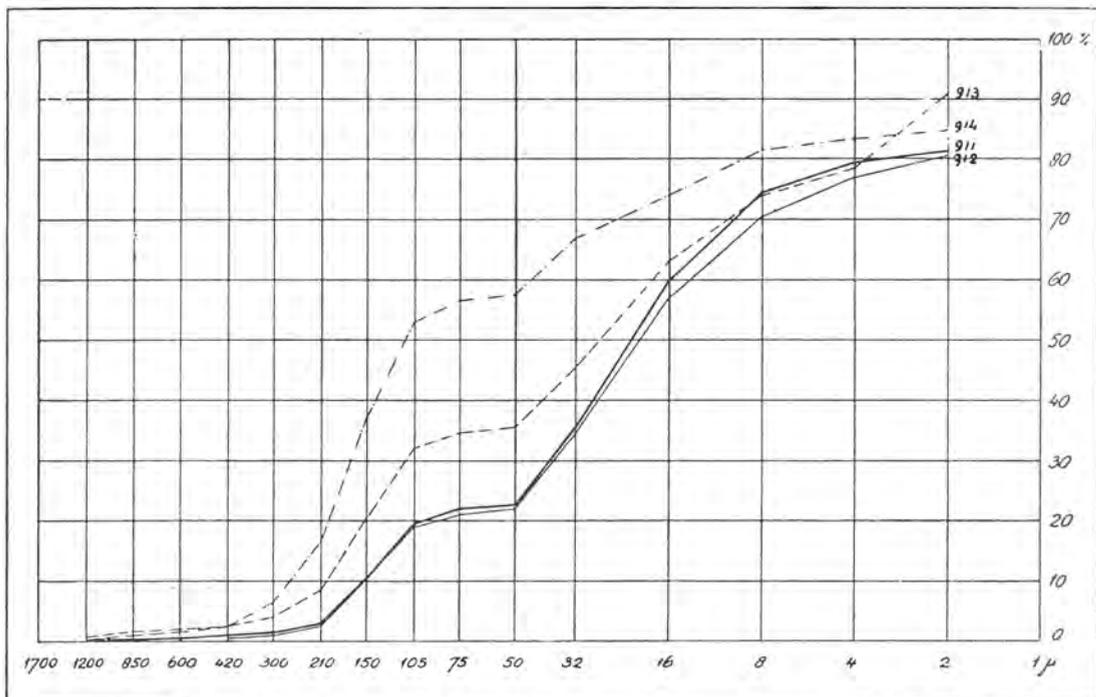


Abb. 31 Die Korngrößenverteilung im Profil 72 auf dem Luxemburger Sandstein.
Size frequency distribution in profile 72 on the Luxemburger Sandstein.

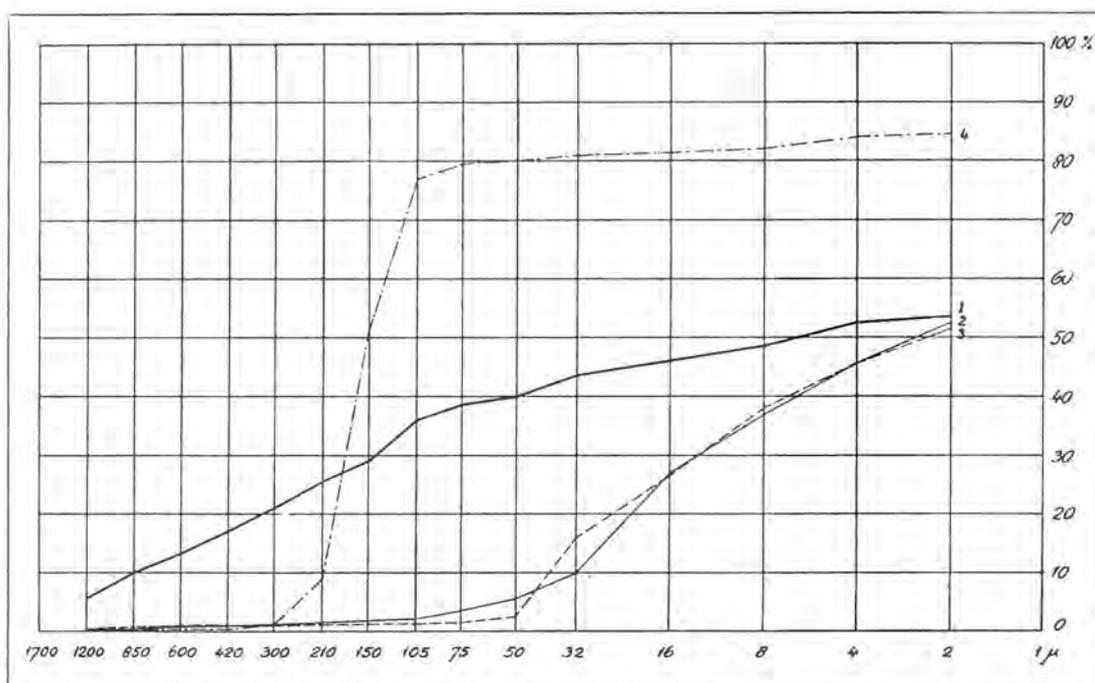


Abb. 32 Die Korngrößenverteilung im Profil 73 auf dem Luxemburger Sandstein.
Size frequency distribution in profile 73 on the Luxemburger Sandstein.

vorkommen in den höheren Zonen des Profils: in der Probe 914 ist 24% des Materials in der Fraktion 8-50 Mikron konzentriert, gegen 52% in der Probe 911 aus der obersten Schicht. Die Sommatationskurven zeigen deutlich, daß das Profil 72 aus einer Mischung von verwittertem Luxemburger Sandstein und Löss, und zwar in wechselnden Verhältnissen, aufgebaut ist.

Es zeigt sich, daß der Plateaulehm zwischen Hamm und Luxemburg (Profil 73), der nach LUCIUS' geologischer Karte auf dem Luxemburger Sandstein liegt, noch eine dünne Schicht verwitterter Arietenschichten in situ enthält. Es ist die 55 bis 140 cm tiefe Zone des mehlsandigen Tons. Da der hierunter liegende Luxemburger Sandstein auch noch sehr stark verwittert ist — er hat die gelblich-rote Farbe 5 YR 4/8 — habe ich dieses Profil zu den Plateaulehmen auf dem Luxemburger Sandstein, und nicht zu denen auf den Arietenschichten gerechnet.

Die Korngrößenverteilung im Profil 73 ist jetzt auch klar: die tiefste Probe (4) hat mit einem Gipfel in der Fraktion 105-210 Mikron den bekannten Aufbau des Luxemburger Sandsteins. Die Zusammensetzung der Zone von 55 bis 140 cm ist die gleiche wie die der Arietenschichten in den Profilen 61 und 62 und zwar: ein hoher Tongehalt und das übrige Material gleichermaßen über die Fraktionen von 2 bis 50 Mikron verteilt. Die oberste Zone des Profils hat eine Korngrößenverteilung (Probe 1), die weder an Löss noch an irgendein mesozoisches Sediment erinnert. 65% des Materials ist gleichmäßig über die Fraktionen von 2 bis 2000 Mikron verteilt und besteht zu einem bedeutenden

Teil aus Eisenkonkretionen; der Tongehalt in dieser Zone ist 35%. Kochen wir die Probe 1 mit konzentrierter Salzsäure bis alle Eisenkonkretionen aufgelöst sind (vgl. I. Kapitel und die Besprechung des Profils 71), so ändert sich die Gestalt der Sommationskurve (Abb. 33). Von dem enteisenen Sand kommt ein beträchtlicher Teil in den Fraktionen

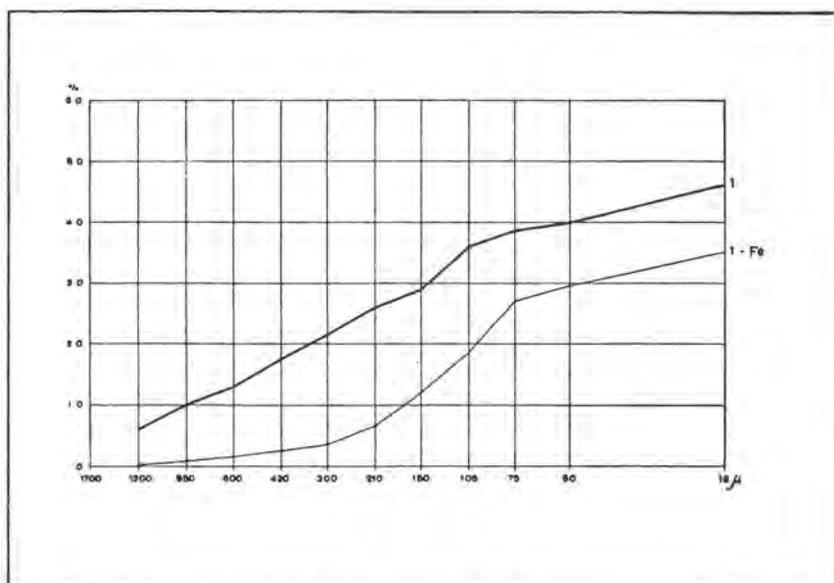


Abb. 33 Die Korngrößenverteilung der Probe 1 im Profil 73 bei einer Normalanalyse und nach 15 Minuten Kochen mit konzentrierter Salzsäure.
Size frequency distribution of sample 1 of profile 73 respectively after standard analysis and after boiling with concentrated hydrochloric acid for 15 minutes.

von 75 bis 210 Mikron vor, sodaß er sich in der Zusammensetzung deutlich von der tiefer liegenden Schicht verwitterter Arietenschichten abhebt. Die Korngrößenverteilung weist darauf hin, daß u. a. Sand vom Luxemburger Sandstein aufgenommen worden ist.

Die Korngrößenverteilung der Zone 0-55 cm des Profils 73 ist vollkommen identisch mit der der eisenkonkretionhaltigen Schichten des Profils 71 (vgl. Probe 300) bei Hesperange. In beiden Profilen ist die Schicht mit Eisenkonkretionen ein fluviatiles Sediment. Die Frage, ob sich dieses in obengenannten Profilen zur gleichen Zeit abgelagert hat, wird bei der Behandlung des Profils 71 erörtert werden.

Das fluviatile Sediment in der obersten Schicht des Profils 73 ist später kryoturbat gestört worden (Abb. 34). Die Grenzlinie zwischen der Konkretionszone und den unterliegenden Arietenschichten ist stark verzerrt worden, aber trotzdem sehr scharf geblieben. Es ist die einzige Stelle im Gutland, wo ich kryoturbate Verzerrungen habe beobachten können. Die Korngrößenverteilung der Probe 1 aus der kryoturbaten Zone hat keinen Gipfel in der «Lößfraktion» von 8 bis 50 Mikron. Die kryoturbaten Prozesse haben wahrscheinlich stattgefunden, bevor der Löß in der Umgebung zur Ablagerung gekommen war,

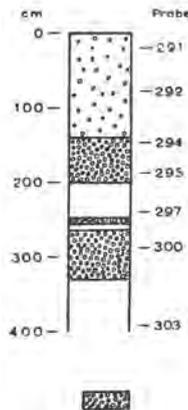


Abb. 34 Schematische Schichtfolge im Profil 71.
Schematic section of profile 71.
1. Eisenkonkretionen

Iron concretions.

sodaß nur in dem obersten Teil der Zone von 0 bis 55 cm ein wenig äolisches Material gefunden werden konnte (Epidot in der schweren Fraktion).

Im Profil 71 ist die Situation komplizierter. Zwischen dem im unteren Profilteil erreichten Luxemburger Sandstein und der obersten aus ziemlich reinem Löß bestehenden Schicht befindet sich eine 2,5 m dicke Zone, die hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung den eben erwähnten Schichten nur wenig verwandt ist. Die Zone ist abwechselnd aufgebaut aus Bänken mit bis zu 4 cm großen Eisenkonkretionen und Schichten, die aus feinerem Material bestehen. Die Schichtung ist die eines fluviatilen Sediments. Die Korngrößenverteilung der Feinerde der Eisenkonkretionsbänke weist einen unsortierten Charakter auf (Proben 294 und 300). Die weniger eisenreichen Zwischenschichten (Proben 295 und 297) haben Summationskurven mit einem steileren Verlauf zwischen 105 und 300 Mikron. Ein Großteil des Materials zwischen 0 und 2 mm besteht aus Eisenkonkretionen, welche sich bei einer normalen Vorbehandlung während der Korngrößenanalyse nicht aufgelöst haben (siehe auch das I. und V. Kapitel). Nach dem Beenden der Korngrößenanalyse wurde der Sand von 16 bis 2000 Mikron wiederum mit HCl gekocht und zwar so lange, bis sich das Eisen völlig aufgelöst hatte. Die Summationskurven des Materials vor und nach dieser Behandlung findet man in der Abb. 35. Man kann daraus sehen, daß sich besonders in den Proben 294, 295 und 300 viel Eisen aufgelöst hat. Übrigens wird der Gewichtsverlust in den Fraktionen von 16 bis 2000 Mikron dadurch mitbedingt, daß eisenverkittete Teilchen, kleiner als 16 Mikron, Ton und Mehlsand, aus den groberen Partikeln losgelöst wurden. Ein abweichendes Verhalten zeigte die Probe 297, welche, wie sich herausstellte, ziemlich viel unauflösbares Material enthielt: der restliche enteisente Sand hat einen Gipfel in den Fraktionen 75-210 Mikron und bekundet dadurch seine Verwandtschaft mit dem Luxemburger Sandstein.

Wann ist die fluviatile Sedimentation im Profil 71 bei Hesperange zustande gekommen? Fest steht, daß sie vor dem Anfang der Lößzufuhr vollendet war: ist doch die

bei Hesperange älter als das von etwa 300 m im Südwesten und die mit Bruchlinien zusammentreffenden Steilränder wären nichts anderes als Bruchlinienstufen im Sinne DAVIS'. Hierfür spräche das Vorkommen eines Niveaus von etwa 340 m in dem Gebiete des Oberlaufes der Syre sowohl auf den Arietenschichten wie auf dem Luxemburger Sandstein. Das niedrigere Niveau liegt vorwiegend auf dem Blättermergel und dem Davoeikalk und hätte somit den Charakter einer Ausraumzone in leichter verwitterbarem Gestein. Andererseits aber hat meine Untersuchung des Kaolinitgehalts in den heutigen Flußsedimenten des Gutlands gezeigt, daß dieser sehr hoch sein kann, wenn und solange nur Plateaus mit einer kaolinitreichen Verwitterungsdecke in der Umgebung vorhanden sind. Es muß daher gar nicht für ausgeschlossen gehalten werden, daß das Flußsediment auf 340 m nördlich von Hesperange ein höheres Alter suggeriert als es in der Wirklichkeit hat. Es ist dann aber immerhin eine auffallende Tatsache, daß das Profil 73 im 300 m Niveau bei Luxemburg-Hamm ein dünnes Flußsediment mit in der Tonfraktion einen Kaolinitgehalt von 10 bis 20% enthält. Während das rezente Alluvium der Alzette in dieser Gegend etwa 40% Kaolinit enthält, hat das Sediment des eben genannten Profils 73 offenbar keine Kaolinitergänzung von anderen Verwitterungsdecken her empfangen, ebensowenig übrigens wie das Sediment im Profil 26 im 300 m-Niveau südwestlich von Bettembourg.

2. Die Unterschiede in den tektonischen Bewegungen welche am Ende des Pliozäns im Gutland anfangen, nehmen im allgemeinen nach Osten hin zu. LUCIUS (1948) und DE RIDDER (1957) haben auf Horste und Gräben hingewiesen, die mutmaßlich ein alt-wallachisches Alter besitzen müssen (BAKKER 1948). In diesem Lichte besehen ist es keineswegs ausgeschlossen, daß der Bruch von Deutsch-Oth in der Umgebung von Hesperange-Itzig einige Nachwirkung gezeigt hat.
3. Schließlich wäre es nicht ganz unmöglich, daß sich von einem Flußbett in einer Höhe von etwa 320 m in der Umgebung von Hesperange her eine Überwallung von Flußsedimenten bis auf das 340 m-Niveau ereignet hätte.

Über alle diese Fragen ist eine nähere Regionaluntersuchung dringlich erwünscht.

Die Schwerminerale der Profile 71-73

Die Zusammensetzung der schweren Fraktion in den Profilen auf dem Luxemburger Sandstein findet man in der Tabelle 25. Neben den Durchläufern kommen manchmal ziemlich große Mengen Körner der Lößassoziation vor.

Die meisten finden wir im Profil 72 mit 42 Körnern in der obersten Probe 911. Tiefer im Profil nimmt die Anzahl ab. Die unterste Probe 914 hat noch 17% grüne Hornblende-Epidot. Die Korngrößenanalyse und die Schwermineraleuntersuchung zeigen, daß der von LUCIUS (1948) zu den jung-tertiären Ablagerungen gerechnete Lehm nördlich von Hamm aus Verwitterungsprodukten des Luxemburger Sandsteins aufgebaut ist, auf denen eine dünne Lößdecke sedimentiert wurde. Dieser Typ des Profilaufbaus wurde auch von JUNGERIUS (1958) mehr nach Südosten in der Gegend von Moutfort festgestellt. Es liegt kein Grund vor, diesem Profil ein älteres als jung-pleistozänes Alter zuzuschreiben.

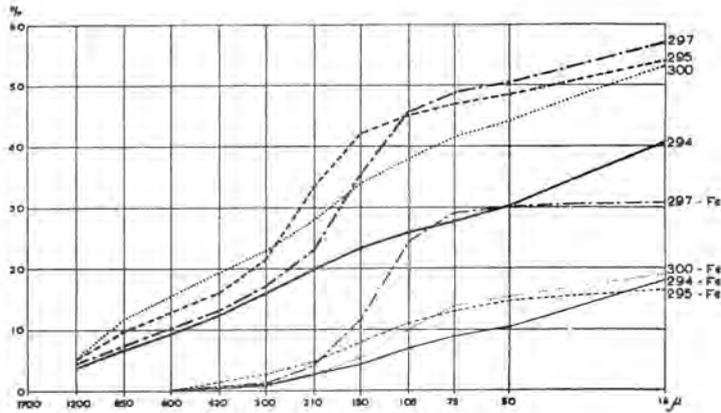


Abb. 35 Die Korngrößenverteilung von 4 Proben im Profil 71 bei einer Normalanalyse und nach 15 Minuten Kochen mit konzentrierter Salzsäure.
Size frequency distribution of 4 samples of profile 71 respectively after standard analysis and after boiling with hydrochloric acid for 15 minutes.

betreffende Zone von jeglichem Lößeinfluß frei, da keine Anreicherung der Fraktionen von 8 bis 50 Mikron und auch keine Schwerminerale der Lößassoziation gefunden worden sind. Die Sedimentation ist daher sicherlich vor-Würm. Die Höhenlage dieses Sediments zwischen 320 und 340 m ü. NN. in der Nähe des Bruches Deutsch-Oth ruft einige Fragen hervor. An diesem Bruch entlang ist ja die nördliche Flanke aufgehoben und es fragt sich, ob nach der Bildung des Profils 71 an dieser Linie noch Dislokationen stattgefunden haben. Folgende Punkte müssen dabei in Betracht gezogen werden:

1. Man könnte von dem Gedanken ausgehen, daß das Niveau auf etwa 340 m ü. NN. bei Hesperange mit dem 300 m-Niveau südlich des Bruches Deutsch-Oth identisch sei. Der Steilrand von Hesperange-Itzig hätte dann den Charakter eines jungen Bruchrandes. Dieser Auffassung stellen sich folgende Bedenken entgegen:
 - a) Nördlich und westlich von Hesperange trifft der Bruch nicht mehr mit dem Steilrand zusammen. Das Niveau von 285 bis 300 m greift vom Süden her weit über den Bruch hinaus. Der Drosbach am Fuße des «Hohwaldes» liegt gerade an der Grenze zwischen einem etwas höheren Niveau auf 320 m und dem eben erwähnten Niveau. Dieses Bedenken würde aber entkräftet, wenn die Verschiebung an dem betreffenden Bruch in jüngerer Zeit so örtlich gewesen wäre, daß diese wohl zwischen Itzig und Hesperange, nicht aber westlich von letzterem Ort aufgetreten wäre.
 - b) Auf dem 340 m-Niveau nördlich der Linie Hesperange-Itzig ist der Kaolinitgehalt im Sediment verhältnismäßig hoch, jedenfalls um ein Beträchtliches höher als im 300 m-Niveau südwestlich von Bettembourg. Aber auch diese Tatsache läßt verschiedene Interpretationen zu. Einerseits lockt natürlich die Annahme, das eben erwähnte 340 m-Niveau wäre mit dem von Gondrange bei Junglinster identisch, wo JUNGERIUS und VAN DER POST stark verwittertem Kieselloolithschotter gefunden haben (vgl. XII. Kapitel). In diesem Falle wäre also das 340 m-Niveau

Im Profil 71 des Plateaulehms bei Hesperange läßt sich die Lößassoziation bis zu einer Tiefe von 150 cm erkennen. Die darunter liegenden Bänke von Eisenkonkretionen so wie die eisenfreien Horizonte haben kein Epidot und keine grüne Hornblende in der schweren Fraktion: sie sind vor der Lößablagerung sedimentiert worden (Siehe für die Genese dieses Plateaulehms die Korngrößenanalyse des Profils 71).

Der im Profil 73 vorkommende Horizont mit Eisenkonkretionen hat den gleichen Charakter wie die Eisenkonkretionsbänke im Profil 71 bei Hesperange. Auch hier (Profil 73) wird die Konkretionsbank durch Sedimentation im 300 m-Niveau der Alzette entstanden sein, welche Genese vor der Lößablagerung beendet war. Ursprünglich wird die Konkretionszone 0-55 cm denn auch kein Epidot enthalten haben. Der wenige Epidot, den wir jetzt darin finden, mag nach der kryoturbaten Verzerrung hinzugefügt worden sein. Auf der Stelle des Profils 73 wird keine Lößdecke mehr gefunden wie in den beiden anderen Profilen des Luxemburger Sandsteins. Die Bodenerosion, begünstigt durch die Lage des Profils 73 oben am äußersten Rand des tief eingeschnittenen Alzettetales, hat sie verschwinden lassen.

Es sei schließlich noch bemerkt, daß die vulkanische Assoziation in allen drei Profilen nur sehr bescheiden vertreten ist und nur in den ersten 30 bis 40 cm gefunden wird.

Die Tonminerale der Profile 71-73

Die Plateaulehme auf dem Luxemburger Sandstein haben eine Tonzusammensetzung, so wie diese in der Tabelle 26 wiedergegeben wird. Das Mineral Illit ist meistens vorherrschend: der Prozentsatz schwankt von 40 bis 85%. Wo der Prozentsatz gering ist — dies ist nur im Profil 71 der Fall — ist Kaolinit das zweitwichtigste Mineral, dessen Gehalt zwischen 10 und 45% liegt. Montmorillonit kommt in Kleinmengen vor und im Profil 72 werden auch schwache Reflektionen auf 14 Å gefunden, die möglicherweise zum Chlorit gehören. Schließlich enthält die Tonfraktion immer ein wenig Quarz und mitunter ziemlich viel Goethit.

Wie das aus der Korngrößenuntersuchung und aus der Zusammensetzung der schweren Fraktion hervorgeht, ist das Profil 72 nördlich von Hamm aus Löß auf einem verwitterten Untergrund von Luxemburger Sandstein aufgebaut. Die oberste Probe 911 dieses Profils wurde einer ziemlich reinen Lößschicht entnommen. Die Tonfraktion, bestehend aus 75% Illit, 15% Kaolinit, ein wenig Quarz und einer Spur eines 14 Å-Minerals, hat die für Luxemburg charakteristische Zusammensetzung des äolischen Materials. Es sind nämlich die gleichen Komponenten und Zahlen wie die, welche wir bei der Lößprobe 234 im Profil 62 auf den Arietenschichten und bei den Einzelheiten über die Tonfraktion des äolischen Lehmes bei JUNGERIUS (1958) finden. Für die Frage nach den Bestandteilen der Tonfraktion des Lösses ist die Probe 911 sehr wichtig.

Die tiefste Probe 914 des Profils 72 hat schon viel weniger Löß; der Tongehalt ist etwas niedriger und der Beitrag des Luxemburger Sandsteins läßt sich in dem Vorkommen von Montmorillonit erkennen. Der Kaolinitgehalt dieser Probe ist etwa 25% und ist somit etwas höher als der Wert, der meistens in den Verwitterungsprodukten des Luxemburger Sandsteins gefunden wird.

Profil und Probe		Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Chloritoid	Braune Hornblende	Aktinolith	Disthen	Spinel	
71	291	18- 24	29	7	3	20	8	11	9		8	25	1	5	3		×	4	1	3		
	292	65- 70	47	15		52	4	9	13		1	18		1			×			1		
	293	105-110	51	7	5	42	5	15	16			16										
	295	185-190	42	3	8	57	2	26	7													
	296	205-210	100																			
	297	235-240	35	7	10	65	1	17	7													
	299	258-264	100																			
	300	280-295	39	20	12	42	1	33	7				3									1
	303	375-385	32	8	18	64	1	12	5													
	72	911	10- 20	41	7	2	19	7	7	22	×	3	39									
912		30- 40	45	5	4	18	3	9	20	4	2	37		6	5		1			1		
913		40- 45	46	4	4	37	2	7	23		3	17		3	1		1	1				
914		45- 50	68	3	6	46	1	20	9		2	15			1							
73	1	10- 20	44	16	12	41	2	22	12		3	6		×		1				1		
	2	65- 75	17	19	3	67	3	17	10													
	3	115-125	33	10	1	71	4	9	12	1				1								1
	4	150-160	79	16	9	64	8	13	6													

Tabelle 25 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) in den Profilen 71-73 auf dem Luxemburger Sandstein.

The heavy minerals in the profiles 71-73 on the Luxemburger Sandstein.

	Tiefe cm.	Mont- moril- lonit	14 Å- Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	T-Wert
Profil 71								
291	18-24	Spur		85	10	5		57
295	210-215	15		35-40	40-45	3-5	++	52
300	280-295	10		40	45	3-5	++	52
303	375-385	10		45	40	3-5		55
Profil 72								
911	10- 20		Spur	75	15	8-10		52
914	45- 50	5	Spur	70	20	5		52
Profil 73								
1	10- 20	Spur	Spur	75-80	15	3-5	Spur	
2	65- 75	Spur		75	15-20	3-5	+	
3	115-125	Spur		75	15-20	5	Spur	
4	150-160	Spur		75	20	3-5	+	

Tabelle 26 Die Tonminerale in den Profilen 71-73 auf dem Luxemburger Sandstein.
The clay-mineral composition in the profiles 71-73 on the Luxemburger Sandstein.

Die Tonzusammensetzung des Profils 73 ist in bezug auf die Zone von 55 bis 140 cm der verwitterten Arietenschichten eine Abspiegelung dieses Gesteins: 80% Illit, 10 bis 15% Kaolinit und ein wenig Montmorillonit, Quarz und Goethit. In diesem auf 304 m ü. NN. liegenden Profil wurde keine Zunahme des Kaolinitgehalts als Folge der Verwitterung festgestellt. Sogar die tiefer liegenden Verwitterungsprodukten des Luxemburger Sandsteins, die in diesem Profil erschlossen waren, zeigen keine einigermaßen bedeutende Kaolinitanreicherung, trotz der sehr auffallenden gelblich-roten Farbe, 5 YR 4/8, des sandigen Lehmes dieser Zone. Der Übergang von dieser Zone nach dem Luxemburger Sandstein in völlig unverwittertem Zustande ist sehr plötzlich.

In der Gruppe der Plateaulehme auf dem Luxemburger Sandstein hat nur das Profil 71 bei Hesperange ziemlich hohe Kaolinitwerte. Gehalte von 40 bis 45% kommen in den fluviatil sedimentierten Lehmschichten und Konkretionsbänken tiefer als 160 cm vor. Die Sedimentation hat sich — es wurde schon früher in diesem Kapitel darauf eingegangen — im Oberen oder Mittleren Pliozän vollzogen. Daß der Ton im Alluvium der damaligen Flüsse im Südwesten Luxemburgs einen hohen Kaolinitgehalt haben konnte, ist wohl sicher, wenn wir sehen (XII. Kapitel), daß sogar jetzt noch im rezenten Alluvium der kleinen Flüsse in der Umgebung von Plateaulehmen der Kaolinitgehalt hoch ist durch Nachlieferung vom alten Verwitterungsmaterial. Der Kaolinitreichtum der fluviatilen Sedimente des Profils 72 kann daher keinen Aufschluß über das Alter dieses Plateau-

lehms geben. Auch der Kaolinitgehalt in der tiefsten Probe 303, die in dem verwitterten Luxemburger Sandstein genommen wurde, kann über die dortige Verwitterung keinen Aufschluß geben, weil Ton aus dem sedimentären Plateaulehm in das sandige Verwitterungsprodukt durchgedrungen sein kann. Der Tongehalt von 19% in der Probe 303 ist nämlich viel zu hoch für die Normalzusammensetzung des Luxemburger Sandsteins, in dem 2-3% < 2 Mikron gefunden wird (JUNGERIUS 1958).

Schließlich sei noch erwähnt, daß der Lößhorizont, der das Profil 71 abdeckt, eine Tonfraktion mit Illitdominanz besitzt. Der Kaolinitgehalt ist nicht höher als 10%; es wurde eine Spur Montmorillonit und ein wenig Quarz festgestellt. Diese Zusammensetzung fanden wir schon früher in den Lößproben 911 des Profils 72 und 234 des Profils 62.

IX. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEN PSILONOTENSCHICHTEN

Die Pylonotenschichten sind in der Luxemburger Landschaft nur schwach verbreitet. Sie bilden die Unterlage der Steilabfälle des Luxemburger Sandsteins und sind meistens durch Schutt verhüllt. Nur stellenweise treffen wir sie als selbständige Decke (Lucrus 1948), wie u. a. in der Umgebung von Noerdange, wo die Pylonotenschichten in einer Höhe von etwa 300 m ü. NN. die höheren Teile der nördlich der Luxemburger Sandsteinstufe gelegenen Landschaft bilden. In diesem Niveau weist die Geologische Karte an zwei Stellen Plateaulehme auf und zwar nördlich von Elvange und östlich von Noerdange. Beide werden hier besprochen.

Profil 81

Aufnahmestelle: Bohrung auf 600 m nördlich von Elvange an der Straße nach Noerdange.
 Gestein: d² auf li¹.
 Höhe: 296 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerland.
 Probennummern: 743-754.

		Probe	Tiefe
0-200 cm	Mehlsandiger Lehm. Gelblichbraun, 10 YR 5/6.	743	20- 25 cm
	Tiefer im Profil wird der Lehm feinsandiger und	744	50- 60
	schwankt die Farbe um bräunlichgelb, 10 YR 6/8,	745	100-115
	mit vereinzelt brauner oder grauer gefärbten Schichten. Das Mähfeld hat eine spärliche Streuung weißer, hellbrauner und ein einziges Mal rotgefärbter Quarze und Quarzite, die sehr stark abgerundet sind und vielfach einen sehr hohen Glanz besitzen. Ihr Durchschnitt wechselt von 0,4 bis 3 cm.	746	150-165
200-250	Sandiger Lehm. Homogene kräftig-braune Farbe, 7,5 YR 5/6.	747	210-220
250->520	Sandiger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/8. Homogene Farbe. Die unverwitterten Pylonotenschichten wurden nicht erreicht.	748	250-265
		749	300-320
		750	330-350
		752	400-410
		753	460-470
		754	510-520

Profil 82

Aufnahmestelle: Bohrung auf 1200 m östlich von Noerdange am Furberg.
Gestein: d² auf li¹.
Höhe: 310 m ü. NN.
Bodenbenützung: Ackerland.
Probennummern: 891-895.

		Probe	Tiefe
0- 50 cm	Lehm, der tiefer im Profil in sandig-tonigen Lehm hinüberwechselt. Dunkelgelblich-braun 10 YR 4/4.	891 892	20- 30 cm 40- 50
50- 85	Ton. Gelblich-braun, 10 YR 5/8. Manganflecke. Enthält ein wenig Kalk.	894	75- 80
85-	Sandig-toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/8. Übergangszone zum unverwitterten Gestein. Enthält viel Kalk.	895	90-100

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 81 und 82

Die Korngrößenverteilung der Profile der Psilonotenschichten ist in den Abb. 36 und 37 und in der Tab. 27 dargestellt. Im Profil 82 östlich von Noerdange wurde das schwach angewitterte Gestein schon in einer Tiefe von 85 cm erreicht. Die Korngrößenverteilung der kalkreichen Probe 895, die hier in einer Tiefe von 90 bis 100 cm genommen wurde, ist bezeichnend für die Zusammensetzung der Psilonotenschichten um Noerdange. Die Probe weist zwei Maxima auf: das erstere hat eine Größe von 25% und befindet sich in der Tonfraktion; das letztere liegt zwischen 32 und 150 Mikron und enthält 65% des Materials. Es fällt auf, daß 35% in nur einer Fraktion, und zwar der von 75-105 Mikron, konzentriert ist.

Obwohl die Bohrung des Profils 81 nördlich von Elvange nicht bis in die Psilonotenschichten hinabreichte, kann man aus dem Aufbau der tieferen Profiltellen folgern, daß das feinsandige Material durch Verwitterung aus den Psilonotenschichten hervorgegangen ist. Die Korngrößenverteilung dieses Profils ist ja mit der hieroben besprochenen Probe 895 identisch.

Die Korngrößenverteilung der Verwitterungsprodukte der Psilonotenschichten aus der Gegend um Noerdange weicht, wie eine Vergleichung zeigt, ziemlich stark von der aus dem Gebiet um Moutfort (JUNGERIUS 1958) ab.

JUNGERIUS weist darauf hin, daß die Zusammensetzung der Psilonotenschichten in seinem Untersuchungsgebiet eine so treffende Ähnlichkeit mit jener der Arietenschichten zeige: Neben einem starken Prozentsatz in der Tonfraktion käme etwas über 50% in den Fraktionen 2 bis 50 Mikron vor. Nur ein kleiner Prozentsatz ist grober als 50 Mikron. Für eine bildhafte Darstellung dieser Zusammensetzung sei auf die Sommatationskurven in Abb. 38 hingewiesen. Hierin ist die Korngrößenverteilung der Probe JUNGERIUS (de 32 29-54) des Verwitterungsmaterials der Psilonotenschichten aufgenommen sowie ein Repräsentant der Arietenschichten nach den Ergebnissen des VII. Kapitels. Die Psilo-

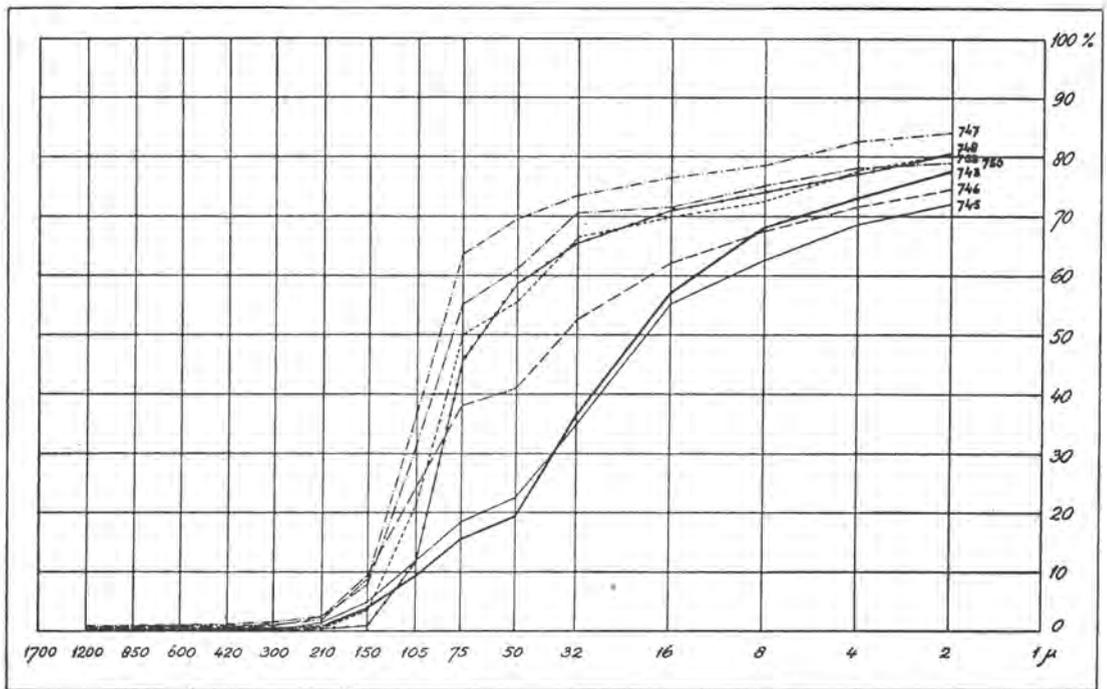


Abb. 36 Die Korngrößenverteilung im Profil 81 auf den Pilonotenschichten.
Size frequency distribution in profile 81 on the Pilonotenschichten.

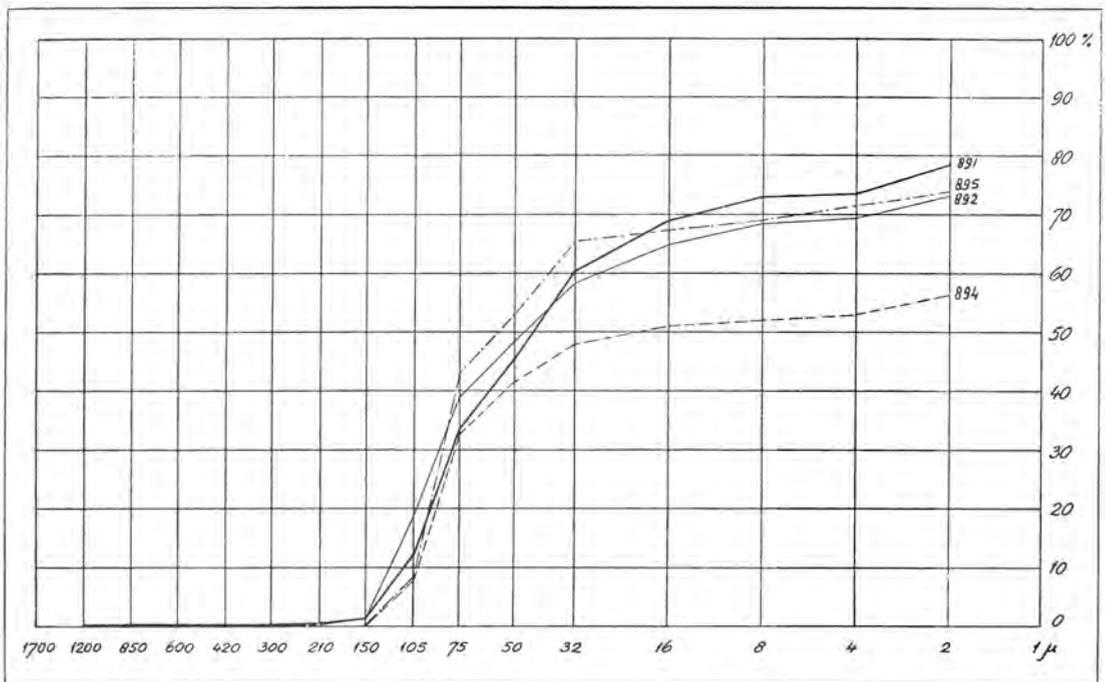


Abb. 37 Die Korngrößenverteilung im Profil 82 auf den Pilonotenschichten.
Size frequency distribution in profile 82 on the Pilonotenschichten.

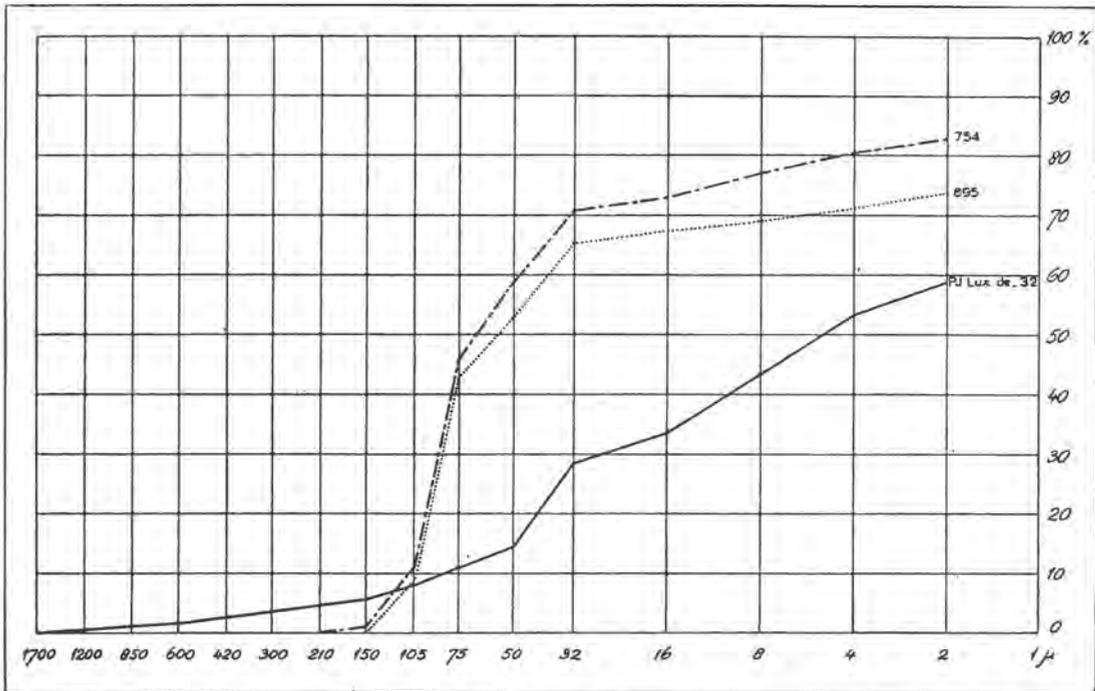


Abb. 38 Die Korngrößenverteilung der Pylonotenschichten in der Umgegend von Noerdange (754 und 895) und um Moutfort (PJ Lux. de-32).
Size frequency distribution of the Pylonotenschichten near Noerdange (754 and 895) and Moutfort (PJ Lux. de-32).

notenschichten in der Gegend von Noerdange zeigen dagegen eine sandige Entwicklung (vgl. die Sommationskurven der Profile 81 und 82). Dies geht auch aus einer Beobachtung von Lucrus (1948) hervor: «In einem kleinen Steinbruch bei Rippweiler hat sich dieses Gestein längs Klüften ganz in Sand aufgelöst, der von dem sandigen Lehm von Noerdingen (= Noerdange) nicht zu unterscheiden ist und als Bausand Verwendung findet. Nach Fortführen des Kalkgehaltes bleibt ein Verwitterungsboden, der mit den genannten Lehmen identisch ist». Tatsächlich ist die Korngrößenzusammensetzung dieses Lehmes (Profil 81, Abb. 36) mit der des Gesteins identisch, nachdem der Kalk durch Auflösung entfernt worden ist (Laborbehandlung der Probe 895, Abb. 37). Obwohl Lucrus anführt, daß die Pylonotenschichten zwischen der Mündung der Eisch und Beckerich, d. h. also in der Umgebung von Noerdange, einen sandigen Verwitterungslehm liefern, beschreibt er das Gestein dieses Gebiets als «dunkeln Mergel und Kalke». Das Verwitterungsprodukt dieser Gesteine ist meistens feinkörnig. Lucrus findet zwar Einschaltungen sandiger Kalksteinbänke, aber die sind nicht über 60 cm dick und sie können daher in diesem welligen Gelände unmöglich eine zusammengeschlossene Decke aus sandigen Verwitterungsprodukten ergeben. Es ist ihm wohl eine ganz sandige Fazies der Pylonotenschichten bekannt, aber diese träte erst viel westlicher, zwischen Jamoigne und Muno auf, wo diese Schichten unmittelbar auf Devon liegen. Aus dem oben Angeführten geht aber hervor, daß diese sandige Fazies auch im Luxemburger Gebiet südlich des Öslings vorkommt.

Wenden wir uns wieder den Sommatationskurven der Profile 81 und 82 zu. Im Vergleich zu dem ziemlich komplizierten Bild des Profils 81 kann man den Aufbau des Profils 82 östlich von Noerdange einfach nennen. Dieses Profil besteht aus Verwitterungsprodukten der Pylonotenschichten mit ein wenig Löss in der Zone 0 bis 50 cm.

Im Profil 81, nördlich von Elvange, haben nur die tiefer liegenden Proben 753 und 754 (auf 460 bis 520 cm) eine Korngrößenverteilung welche identisch ist mit der für die Pylonotenschichten repräsentativen Probe 895. Der größte Teil des Profils (0-400 cm) besteht aber aus Material, das hinsichtlich der Zusammensetzung von den Pylonotenschichten abweicht. Wir unterscheiden:

1. Einen Sandeinfluß, der von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von etwa 350 cm im Profil an einer bis zu 35% zunehmenden Sandmenge in den Fraktionen 105-210 Mikron erkennbar ist. Diese Korngröße nimmt in dem Aufbau der Pylonotenschichten einen untergeordneten Platz ein. Der Luxemburger Sandstein ist gerade größtenteils aus Sand dieser Korngröße zusammengestellt und muß als wahrscheinliche Herkunftsquelle bezeichnet werden.
2. In den höheren Zonen des Profils, von 0 bis 165 cm, ist die Anwesenheit von Löß an der Biegung in der Sommatationskurve auf 50 Mikron erkennbar. Schwerminerale der Lößassoziation lassen sich auf noch größerer Tiefe im Profil feststellen, und zwar in einer solchen Menge, daß der Plateaulehm kein hohes Alter haben kann.
3. Schließlich finden wir in einer sparsamen Steuerung von weiß-, hellbraun- und manchmal rotgefärbtem Quarz- und Quarzitschotter an der Oberfläche des Lehmvorkommens (vgl. Abb. 49) einen dritten Materialtyp vor. Das Herkunftsgebiet dieser oft sehr glatten Gerölle ist uns nicht bekannt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß dieser Schotter seinen Hochglanz der Polierung unter äolischen Einflüssen verdankt. Der Tongehalt in der Oberschicht von 0-200 cm des Profils (30% < 2 Mikron) ist zu hoch, als daß er ganz aus dem vorhandenen Löß erklärt werden könnte. Da, noch abgesehen vom hohen Tongehalt, 20% grober als 50 Mikron ist, ist der Löß nicht gerade rein. Wahrscheinlich müssen wir die Zone von 0 bis 200 cm des Profils 81 als ein Sediment betrachten, das als eine Mischung von Sand, Ton, Schotter und Löß angeführt wurde.

Der mittlere Profilmittelteil zwischen etwa 200 und 350 cm weicht in Zusammensetzung von der lößreichen Oberzone wie von dem tiefer liegenden Verwitterungsprodukt der Pylonotenschichten, so wie das durch die Probe 754 in einer Tiefe von 510-520 cm wiedergegeben wird, ab. Für die Entstehung dieser mittleren Zone kommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht:

- a) Das Material ist fluviatil angeführt und in einer zweiphasigen Verteilung abgelagert worden. Die Korngrößenverteilung des Sandes weist auf einen starken Einfluß des Luxemburger Sandsteins hin. Die Ablagerung hätte dann in einer Zeit, wo sich nördlich der Luxemburger Sandsteinstufe ein Niveau in etwa 300 m ü. NN. ausdehnte, stattgefunden. Bei einem gleichen Alter wie das des 300 m-Niveaus im südwestlichen Gutland würde das Sediment mutmaßlich aus dem Spätterterien stammen. Es fragt sich aber dabei, ob Material eines derartigen Alters nicht einen etwas höheren Kaolinitgehalt als nur eine Spur bis höchstens 10% besitzen müßte. Im Spätterterien findet man ja im allgemeinen Kaolinitwerte von 15 bis 20%. Überdies fanden sich überall in der Umgebung Plateaus, die wahrscheinlich noch Kaolinit liefern konnten.

- b) Eine andere Möglichkeit ist die Zufuhr des sandigen Materials durch Soliflukationsprozesse. Im Profil 81 aber kann hiervon keine Rede sein, da die Zone von 200 bis 350 cm sehr homogen strukturiert ist und keine Spuren groberer oder feinerer Schichtung aufweist.
Die Profilentwicklung, so wie sie mir als die wahrscheinlichste zu sein scheint, wird unter c) wiedergegeben.
- c) Eine dritte Möglichkeit ist diese, daß sich vor der Schichtstufe des Luxemburger Sandsteins an Ort und Stelle des Profils 81 noch ein Ausläufer dieses Gesteins befindet, welcher die Pylonotenschichten als eine dünne Schicht bedeckt. BAKKER und VAN DER POST (mündliche Mitteilung) haben ähnliche Erscheinungen östlich der Luxemburger Sandsteinstufe, u. a. am Weymerich in der Umgebung von Junglinster, beobachtet. Der dortige Sandstein ist so sehr verwittert, daß er den Zusammenhang verloren hat. Die ehemalige Verbreitung dieses Gesteins ist jetzt noch am Vorhandensein eines sandigen Bodens erkennbar. Im Falle des Profils 81 ist es daher sehr wohl möglich, daß die Bohrung über eine Schicht verwitterten Luxemburger Sandsteins die ebenfalls verwitterten Pylonotenschichten erreicht. Die etwas grobkörnigere mittlere Zone des Profils muß dann als ein Verwitterungsprodukt in situ des Luxemburger Sandsteins aufgefaßt werden. Daß die Gipfelschicht dieser Zone (Probe 747) einen etwas höheren Kaolinitgehalt als der tiefere Profileil hat, könnte damit zusammenhängen, daß der Sedimentation des Lösses der Zone von 0 bis 200 cm eine Verwitterungsphase vorangegangen ist. Sieh für Näheres hierüber die Besprechung der Tonmineralien.

Die Schwermineralien der Profile 81 und 82

Die Zusammensetzung der Schwermineralien der Profile auf den Pylonotenschichten findet man wiedergegeben in der Tabelle 28. Das Gestein selber hat, wie die meisten

Profil u. Probe	Tiefe cm.	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Braune Hornblende	Disthen	Spinel
81	743	20- 25	42	9	3	48	1	17	6	×	22								2
	745	100-115	25	9	6	65	3	9	3	×	11								
	747	210-220	28	7	8	64	3	17	2	1	3	1							
	749	300-320	22	20	12	47	2	11	9		2	1				1		1	
	752	400-410	32	16	8	57	2	18	10	1	3					1			
754	510-520	42	16	9	73		11	4		3									
82	891	20- 30	23	14	11	39	4	31	5	×	10								
	892	40- 50	28	11	8	49	1	28	1	3	6	2	1						1
	894	75- 80	19	16	11	59	5	19	2	1	2								
	895	90-100	28	23	17	58	3	15	2		3					1	1		

Tabelle 28 Die Schwermineralien (30-500 Mikron) in den Profilen 81-82 auf den Pylonotenschichten. The heavy minerals in the profiles 81-82 on the Pylonotenschichten.

	Anzahl Proben	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas
Pylonotenschichten:						
ANTUN	4	7-18	44-72	2- 9	4-24	6-27
JUNGERIUS	2	5- 9	54-61	4- 4	24-25	5- 9
LEVELT(895)	1	17	58	3	15	2
Luxemburger Sandstein:						
ANTUN	5	12-53	17-47	1-10	9-18	1-16
JUNGERIUS	4	6-38	36-59	2-13	14-29	1- 3
LEVELT	2	9-18	64-64	1- 8	12-13	5- 6
Profil 81 auf den Pylonotenschichten:						
747	1	8	64	3	17	2
749	1	12	47	2	11	9

Tabelle 29 Die Schwerminerale einer Anzahl von Proben des Luxemburger Sandsteins, der Pylonotenschichten und des Profils 81 auf letzterem Gestein (30-500 Mikron).
The heavy mineral composition of some samples of the Luxemburger Sandstein, the Pylonotenschichten and of profile 81 on the latter.

mesozoischen Sedimente in Luxemburg, keine charakteristischen Komponenten. Auch das gegenseitige Verhältnis der Durchläufer, aus denen die durchsichtigen Mineralien der schweren Fraktion gänzlich bestehen, ist nicht charakteristisch für die Pylonotenschichten, weil die Zahlen dieses Gesteins und die der anderen Gesteine eine starke Variation aufweisen.

Für die Pylonotenschichten und den Luxemburger Sandstein wird diese Variation in der Tabelle 29 illustriert. Die Einzelheiten sind dem Zahlenmaterial ANTUN's (1953), JUNGERIUS' (1958) und den Schwermineralientabellen 25 und 28 der vorliegenden Untersuchung entnommen. In der Tabelle 29 sind ebenfalls die Zählungen der Profile 747 und 749 des Profils 81 aufgenommen. Alle Zählungen wurden im Korngrößenbereich von 30 bis 500 Mikron vorgenommen.

Auf Grund der Korngrößenanalyse mußten wir bei den Proben 747 und 749 des Profils 81 annehmen, daß ein nicht unbeachtlicher Teil des Mehlsandes vom Luxemburger Sandstein herrühren muß. Aus der obigen Tabelle 29 geht hervor, daß die Schwermineralienuntersuchung über diese Herkunft keinen Aufschluß geben kann. Die Verteilung in der Zusammensetzung der Pylonotenschichten und des Luxemburger Sandsteins ist

derart, daß die Proben 747 und 749 völlig aus einem wie aus dem anderen Gestein abgeleitet werden könnten.

Mit Hilfe der Schwermineralienzusammensetzung kann wohl Lößeinfluß in den Profilen auf den Psilonotenschichten nachgewiesen werden. Das untere Profil 82 östlich von Noerdange hat nur wenig beigemischten äolischen Lehm: in der Gipfelschicht wurden 10 Körner des Minerals Epidot gezählt, welche Anzahl mit der Tiefe schnell abnimmt.

Im Profil 81 bildet der Löß einen viel wichtigeren Bestandteil. In der Zone von 0 bis 200 cm erreicht der Epidotgehalt einen Wert von 22%. Auch tiefer im Profil, wo in der Korngrößenverteilung kein deutlicher «Lößgipfel» in der Fraktion 8 bis 50 Mikron mehr wahrnehmbar war, zeigt sich noch das Mineral Epidot. Dieses auf der geologischen Karte als tertiäre Bildung kartierte Lehmvorkommen ist wenigstens in den obersten Metern entschieden jünger.

Die Tonminerale der Profile 81 und 82

Die Tonfraktion in den Profilen auf den Psilonotenschichten besteht vorwiegend aus Illit (Tabelle 30). Im Lehm wie in dem schwach angewitterten Gestein in der Probe 895 liegt der Gehalt dieses Minerals auf etwa 90%. Die außerdem noch gefundenen Mineralien Montmorillonit, Kaolinit und Quarz teilen die übrigen 10%. Eine sehr schwache 14 Å-Reflektion wurde in den Proben 743, 745 und 754 des Profils 81 erkannt. Alle Proben haben Spuren Goethit in der Tonfraktion. Die Zusammensetzung des Tons

	Tiefe cm.	Mont- moril- lonit	14 Å- Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	T-Wert
Profil 81								
743	20- 25	Spur	Spur	85	5	5	Spur	47
745	100-115	5	Spur	90	Spur	5	Spur	
747	210-220	Spur		85	10	5	Spur	44
749	300-320	Spur		95	Spur	5	Spur	56
752	400-410	Spur		95	Spur	5	Spur	
754	510-520		Spur	95	Spur	5	Spur	47
Profil 82								
891	20- 30	Spur		90	5	5	Spur	60
892	40- 50	Spur		90	5	5	Spur	
894	75- 80	Spur		90	5	5	Spur	
895	90-100	Spur		95	Spur	5	Spur	61

Tabelle 30 Die Tonminerale in den Profilen 81-82 auf den Psilonotenschichten.
The clay-mineral composition in the profiles 81-82 on the Psilonotenschichten.

ist in beiden Profilen sehr konstant. Namentlich eine nennenswerte Vermehrung des Kaolinitgehalts hinsichtlich der unverwitterten Psilonotenschichten kommt im Boden nicht vor. Die Zone des Profils 81, aus der in einer Tiefe von 210 bis 220 cm die Probe 747 genommen wurde, enthält etwas mehr Kaolinit. Damit fügen sich diese Plateaulehme gut in den Zusammenhang, der sich zwischen der Höhenlage und der möglichen Zunahme des Kaolinitgehalts infolge der Verwitterung ergibt (vgl. das XI. Kapitel).

Die Zone von 0 bis etwa 200 cm des Profils 81 besteht, wie wir gesehen haben, grobenteils aus allochthonem Material, vorwiegend Löß. Da der Tongehalt des Lösses nicht mehr als etwa 15% ist, kann nur ein Teil des Tons in dieser Zone des Profils als Lößkomponente angeführt worden sein. Der Ton, der bis etwa 30% des Materials beträgt, gehört zum Illit-Typ. Aus Analysen reiner Lößschichtchen im Untersuchungsgebiet (siehe u. a. die Profile 52, 62 und 71) geht hervor, daß der darin gefundene Ton ebenfalls fast ganz aus Illit aufgebaut ist und nicht mehr als etwa 10% Kaolinit enthält. Der Teil des Tons aus der obersten Zone vom Profil 81, der nicht mit dem äolischen Lehm angeführt wurde, besteht, wie die Zusammensetzung der Mischung zeigt, ebenfalls aus Illit mit ebenfalls Spuren Kaolinit. Eine Nachlieferung von Ton aus alten kaolinitreichen Verwitterungsprofilen hat also bei der Bildung des Profils 81 keine Rolle gespielt. Dies hängt mit dem Umstand zusammen, daß Erosion und Denudation in diesem Teil des Gutlandes viel stärker gewirkt haben als im südwestlichen Gebiet auf die Spinatusschichten, die fossilarmen Tone und die Arietenschichten. Da sind alte Verwitterungsdecken erhalten geblieben, die sogar jetzt noch dem Flußalluvium Kaolinit liefern (vgl. das XII. Kapitel). Die Flüsse im südwestlichen Gutland haben ein sehr kleines Gefälle und liegen in weiten, offenen Tälern, die nicht oder nur wenig ins spätpliozäne 300 m-Niveau eingeschnitten sind. Die Attert dagegen, die das Gebiet nördlich der Luxemburger Sandsteinschichtstufe entwässert, hat sich bei seiner Mündung in die Alzette bis 200 m ü. NN. ins mesozoische Gestein eingeschnitten; in der Umgebung von Niederpallen nördlich des Profils 81 liegt der Fluß auf nur 250 m ü. NN. Durch diesen starken Einschnitt der Attert ist die Denudation gefördert worden und werden von den alten Verwitterungsdecken nicht mehr als Reste übriggeblieben sein. Ihr Einfluß auf das heutige Alluvium der Attert hat keinerlei Bedeutung: der Ton der Probe A 14 in der Mündung dieser Flüsse gehört zum Illit-Typ (vgl. das XII. Kapitel). Das Mineral Kaolinit, das u. a. im Alluvium der Alzette oberhalb Hesperange einen so wichtigen Teil der Tonfraktion bildet, ist in der Attert bei Colmar nicht vorhanden.

Wie wir bereits sahen ist es wahrscheinlich, daß die mittlere Zone des Profils 81, von 200 bis etwa 350 cm, aus verwittertem Luxemburger Sandstein in situ aufgebaut ist. Diese Zone wird durch Löss, der selbstverständlich in einer glazialen Periode zur Ablagerung gekommen ist, bedeckt. Die letzte Verwitterungsphase, welche die sandige Zone erlebte, wird einer interglazialen Zeit angehören. Eine schwache Kaolinitzunahme in dieser Zone (Probe 747) hinsichtlich des Untergrundes entspricht sehr wohl dem Bilde, das wir augenblicklich von interglazialen Verwitterungserscheinungen in unseren Gegenden haben.

X. KAPITEL

DIE PLATEAULEHME AUF DEM HAUPTKEUPER

Die Landschaft auf dem Hauptkeuper, nördlich der Luxemburger Sandsteinstufe bis zum Attert, wird vorwiegend von dem Steinmergelkeuper geprägt. In der Umgebung von Niederpallen bildet das Gestein ein leichtwelliges Plateau in einer Höhe von etwa 300 bis 330 m ü. NN., in das die Flußtäler bis zu 250 m ü. NN. eingeschnitten sind. Die Entwässerung geschieht durch die Attert und deren Nebenflüsse. Wo die Flüsse in den konglomeratreichen Unterkeuper und Muschelkalk einschneiden, sind die Talabhänge vielfach steil. Neben vielen Quartärlehmvorkommen in einer Höhe von 285 bis 315 m ü. NN. sind auf der geologischen Karte zwei Plateaulehme tertiären Alters verzeichnet, beide auf 275 m ü. NN. Das erstgenannte, 300 m südlich von Niederpallen, ist das untenstehende Profil 91, das andere ist sehr wenig umfangreich, liegt etwa 1300 m nordöstlich von Schweich und ist als Profil 92 aufgenommen.

Profil 91

Aufnahmestelle: Bohrung 91 beim Wegeeinschnitt 300 m südlich von Niederpallen.
 Gestein: d² auf km³.
 Höhe: 275 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerbau.
 Probennummern: 758-771.

		Probe	Tiefe
0-180 cm	Mehlsandiger Lehm. Die Farbe in lufttrockenem Zustande ist blaßbraun, 10 YR 6/3. Von 50 cm an bis unten im Profil wechseln sich sandige und tonige Schichten in einer Dicke von einem bis einigen Millimetern ab. Die Farbe schwankt zwischen bräunlich-gelb und hellgelblich-braun: 10 YR 6/6-10 YR 6/4.	758	15- 30 cm
		759	50- 65
		760	100-110
		761	155-170
180-390	Lehm bis toniger Lehm. Feingeschichtet wie oben. Die Farbe der Schichten schwankt zwischen bräunlich-gelb, 10 YR 6/6; gelb, 10 YR 7/6; gelblich-braun 10 YR 5/6; rötlich-gelb, 7,5 YR 6/8 und weiß, 2,5 YR 8/2. Tiefer als 350 cm kommen spärlich glatte Quarzgerölle und Gesteinfragmente von Sandstein vor.	762	200-210
		763	250-260
		764	295-305
		765	350-360
		766	380-390
390-465	Sandig-toniger bis toniger Lehm. Die Farbe ist vorwiegend gelblich-braun, 10 YR 5/6. Einige der in	767	390-400
		768	410-425

	Dicke stark wechselnden Schichten haben eine kräftig-braune Farbe, 7,5 YR 5/6. Der Sand ist vielfach in Nester konzentriert; manchmal sind es Sandsteinfragmente. Stark abgerundete und sehr glatte Quarzgerölle kommen in kleinen Mengen in der ganzen Zone vor.	769 770	440-450 450-465
465-	Auf 465 cm fängt der ungestörte Steinmergelkeuper mit seiner typischen schwach-roten Farbe an; 10 R 4/3 neben grau, 5 Y 6/1. Die Probe 771 liegt auf der Grenze zwischen dem Keuper und dem geschichteten sandigen Lehm, der an dieser Stelle eine braune Farbe (7,5 YR 5/4) hat. Die Teilchen, größer als 2 mm bestehen aus Gesteinfragmenten des Steinmergelkeupers, aus Sandstein der Pylonotenschichten und des Luxemburger Sandsteins und aus glatten Quarzgerölle mit einem Durchschnitt von 0,5 bis 1 cm.	771	465-475

Profil 92

Aufnahmestelle: Bohrung 92 am Abhang des Schweichertals 1300 m nord-östlich von Schweich.
 Gestein: d² auf km²⁸ (nach der geologischen Karte: km³).
 Höhe: 275 m ü. NN.
 Bodenbenützung: Ackerbau.
 Probennummern: 901-904.

		Probe	Tiefe
0- 45 cm	Sandig-toniger Lehm. Gelblich-braun, 10 YR 5/8, nach unten in eine Olivenfarbe, 5 Y 5/3, hinüberwechselnd. In dieser Zone und ebenfalls über die ganze Oberfläche verbreitet findet man kleine Gerölle von Quarzen und Quarziten und Sandsteinstückchen.	901	20- 30 cm
		902	35- 45
45-> 85	Sandig-toniger Lehm. Olivengrau, 5 Y 5/2, abwechselnd mit hellolivengraunfarbigen Flecken, 2,5 Y 5/4. Gesteinfragmente von Schilfsandstein.	903	50- 60
		904	75- 85

Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 91 und 92

Die Korngrößenverteilung der Profile auf dem Hauptkeuper findet man in den Sommationskurven der Abb. 39 und 40 und in der Tab. 31. Nach der geologischen Karte von Luxemburg 1 : 25.000 liegen beide Profile auf dem Steinmergelkeuper, der obersten Stufe des Hauptkeupers. Die Untersuchung aber zeigt, daß dies nur für das Profil 91, südlich von Niederpallen gilt. Unterziehen wir die Korngrößenverteilung dieses Profils einer näheren Analyse.

In einer Tiefe von 465 cm erreichte der Bohrer den unverwitterten Steinmergelkeuper, erkenntlich an seinen charakteristischen roten und grauen Farben. Die hier ge-

Profil und Probe	Tiefe in cm	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile														pH						
		1.7-1.2 mm	1.2-0.85 mm	850-600 μ	600-420 μ	420-300 μ	300-210 μ	210-150 μ	150-105 μ	105-75 μ	75-50 μ	50-32 μ	32-16 μ	16-8 μ	8-4 μ	4-2 μ	< 2 μ	H ₂ O	K Cl	Humus %	Ca CO ₃ %	
Profil 91																						
758	15-30					1	3 ^s	10 ^s	11	8	4	13	23 ^s	8 ^s	4 ^s	1 ^s	10 ^s					
759	50-65			0.1	0.1	0.4	2 ^s	7	8 ^s	7	3 ^s	13 ^s	19 ^s	8	3 ^s	3 ^s	23	7.1	6.5			
760	100-110					0.2	1	3 ^s	3 ^s	3	1 ^s	15 ^s	30 ^s	11	5 ^s	1 ^s	23	7.2	6.2			
761	155-170		0.1	0.1	0.1	0.3	1	3	3	2 ^s	0.9	17 ^s	22 ^s	14	7 ^s	4	23 ^s	7.3	6.3	0.1		
762	200-210		0.1	0.1		0.4	2	6	6	5	3	11 ^s	18 ^s	10	5	4 ^s	28	7.0	5.8			
763	250-260		0.1	0.1	0.1	0.6	3 ^s	9	10	8	4 ^s	14 ^s	15 ^s	9	4	4	17 ^s	7.1	6.3			
764	295-305	0.2	0.2	0.1	0.1	0.5	3	9	9 ^s	8	4 ^s	13 ^s	16	8	1 ^s	5	21	7.0	6.0			
765	350-360			0.1	0.1	0.6	3 ^s	9 ^s	12	10	5	9 ^s	12	5 ^s	2	0.8	29 ^s	6.8	6.0			
766	380-390	0.2	0.2	0.2	0.3	1	3 ^s	7 ^s	12 ^s	12 ^s	5	7 ^s	8	2	4	2 ^s	33 ^s	6.6	5.5			
768	410-425	0.8	2	1	1 ^s	3	7	11	10 ^s	9 ^s	4 ^s	8	6 ^s	3 ^s	3	3	26 ^s	6.4	6.0			
769	440-450		0.4	0.5	0.9	4	14 ^s	29 ^s	19	7 ^s	2 ^s	5 ^s		1	2	1 ^s	11 ^s	6.7	6.2			
770	450-465	0.4	1 ^s	1 ^s	2	6 ^s	15	20 ^s	12	6	2 ^s	7	5 ^s	3	2 ^s	1 ^s	12 ^s	7.0	6.5		0	
771	465-475	1	1	0.7	1	3	7	11 ^s	8 ^s	5	2 ^s	4 ^s	3 ^s	3 ^s	2 ^s	3 ^s	41	7.0				
Profil 92																						
901	20-30	0.2	0.2	0.2	0.3	0.8	2 ^s	5 ^s	14	18 ^s	6 ^s	12 ^s	1 ^s	3 ^s	1	0.3	32 ^s	6.8	6.4	0.7		
902	35-45	0.2	0.2	0.1	0.3	0.9	2 ^s	4 ^s	11 ^s	24 ^s	10	6	1	1	2	2 ^s	33	6.8	6.1	0.1		
903	50-60			0.1	0.1	0.5	1	5	19 ^s	26 ^s	8	8	0.5	2 ^s	1	3 ^s	24	6.7	6.0	0.2	0	
904	75-85		0.2	0.2	0.2	0.8	3	15 ^s	22 ^s	18	8	7	0.2	1 ^s	0.7	2 ^s	20	6.5	6.0	0.1	1.5	

Tabelle 31 Die Korngrößenzusammensetzung der Profile 91-92 bzw. auf dem Steinmergelkeuper und auf dem Schilfsandstein.
Mechanical composition of profile 91 on the Steinmergelkeuper and of profile 92 on the Schilfsandstein.

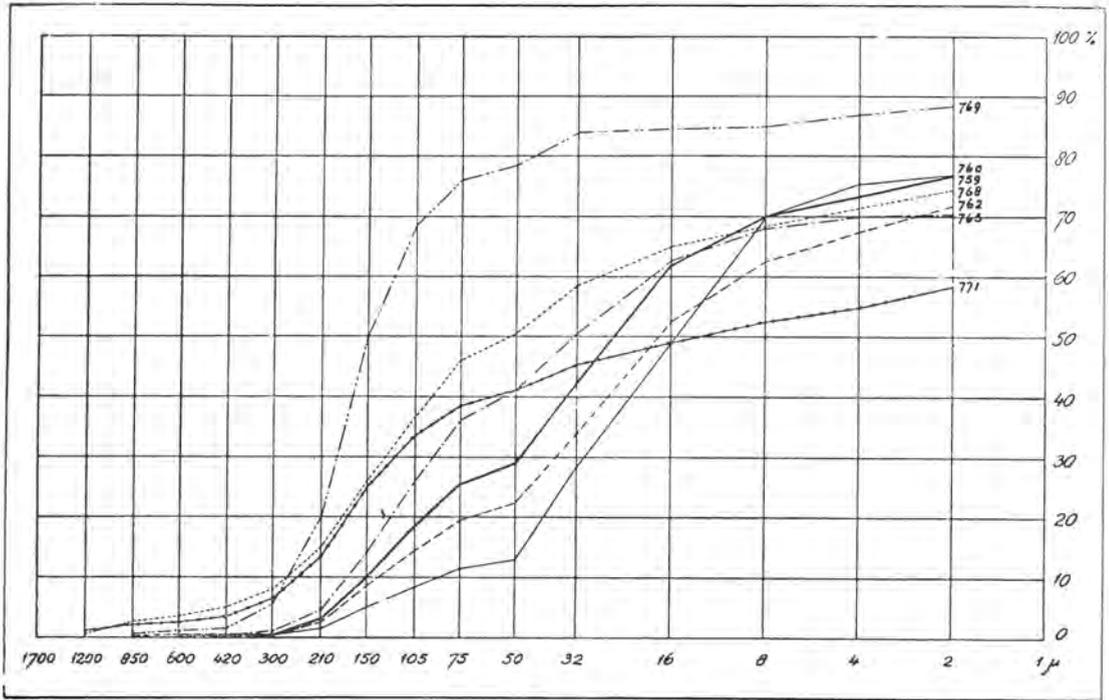


Abb. 39 Die Korngrößenverteilung im Profil 91 auf dem Steinmergelkeuper.
Size frequency distribution in profile 91 on the Steinmergelkeuper.

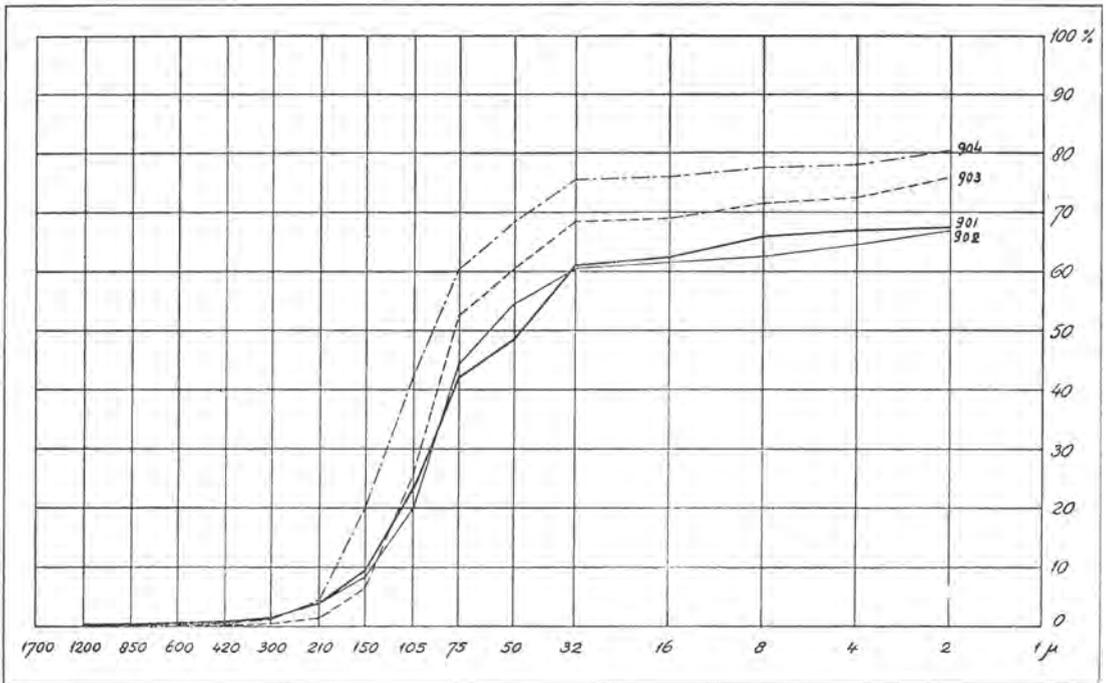


Abb. 40 Die Korngrößenverteilung im Profil 92 auf dem Schilfsandstein.
Size frequency distribution in profile 92 on the Schilfsandstein.

nommene Probe 771 wurde aber durch ein wenig Sand, der aus der Basis des Plateaulehms aufgenommen wurde, verunreinigt, was der Korngrößenverteilung der breiten, niedrigen Gipfel zwischen 50 und 420 Mikron mit dem Maximum zwischen 150 und 210 Mikron gegeben hat. Den hohen Tongehalt des Steinmergelkeupers, welches Gestein selber nahezu keine Teilchen grober als 50 Mikron enthält, kann man in dem Gipfel der Fraktion kleiner als 2 Mikron der Probe 771 wiederfinden. Der im Plateaulehm vorkommende fein- und mittelkörnige Sand ist allochthon, da der unterliegende Steinmergelkeuper keine Teilchen eines derartigen Diameters enthält. Der ganze Plateaulehm ist daher ein Sediment. Die sehr feine Schichtung, die sich von 50 cm an bis unten ins Profil hinein verfolgen läßt, ist wohl ein Anzeichen für niveo-äolische Umstände während der Sedimentation. Der äolische Einfluß, der von fast reinem Löss (Probe 760) zu gut selektiertem Decksand (Probe 769) wechselt, ist bis unten im Profil deutlich erkenntlich, während die Schwermineralienuntersuchung das Vorhandensein der Lößassoziation bis zur Basis des Profils anzeigt. Wir müssen uns vorstellen, daß bald gleichzeitig, bald abwechselnd mit der Lößsedimentation Decksand angeführt wurde, der auf Grund der Korngröße wahrscheinlich teilweise vom Luxemburger Sandstein und von den hier sandig entwickelten Pylonotenschichten herrühren wird. Der hohe Epidotgehalt des gut selektierten Decksand der Probe 769 weist aber auch auf den Transport von einer größeren Entfernung her. In dem obersten Meter des Profils herrscht der Löß vor. Wie der Aufbau sovieler untersuchten Profile, so wird auch der des Profils 91 mit einer Lößablagerung beendet.

Der zweite «Plateaulehm» der auf dem Hauptkeuper untersucht wurde, ist das Profil 92 im Schweichertal nördlich von Schweich, das nach der geologischen Karte auf dem Steinmergelkeuper liegt. Die Feldaufnahme aber ergab schon, daß das in einer Tiefe von 85 cm angebohrte Gestein nicht aus Steinmergelkeuper bestand, sondern den Anschein hatte, Schilfsandstein zu sein. Die Laboratoriumuntersuchung hat diese Ansicht sehr bestärkt. Die Korngrößenverteilung der tiefsten Probe (904) des Profils 92 mit ungefähr 70% in den Fraktionen von 32 bis 210 Mikron hat tatsächlich überhaupt keine Ähnlichkeit mit der des Steinmergelkeupers, sondern ist mit der des Schilfsandsteins identisch, von dem eine Sommatationskurve in der Abb. 41 die von JUNGERIUS (1958) bestimmte Korngrößenverteilung zeigt.

Im Profil 92 wurde also, der Wahrscheinlichkeit nach, der unter dem Steinmergelkeuper liegende Schilfsandstein angebohrt. Die Lage des Bohrpunktes unten am Abhang des Tales von Schweicherbach, der sich in den Steinmergelkeuper eingeschnitten hat, macht ein dortiges Schilfsandsteinvorkommen sehr wohl möglich, erreicht doch ein wenig stromabwärts bei Schwebach das Gestein unten am Talabhang die Oberfläche. In der Situation des Profils 92 ist der Schilfsandstein kolluvial gedeckt, was u. a. aus den Stückchen unverwitterter Pylonotenschichten gefolgert werden konnte, die in der obersten Profilzone gefunden wurden und die von den höheren Teilen des Abhangs, in der Nähe des bereits besprochenen Profils 82, stammen müssen.

Die Plateaulehme, in die die Profile 91 bzw. 92 aufgenommen wurden, haben nicht mehr miteinander gemein, als daß sie auf dem Hauptkeuper liegen. Entspricht die morphologische Position des ersteren, südlich von Niederpallen, der Lage in der die meisten Plateaulehme vorkommen, das andere Profil nordöstlich von Schweich ist nicht mehr als eine Kolluvialdecke unten am Talabhang. Es ist fälschlich als tertiärer Plateaulehm

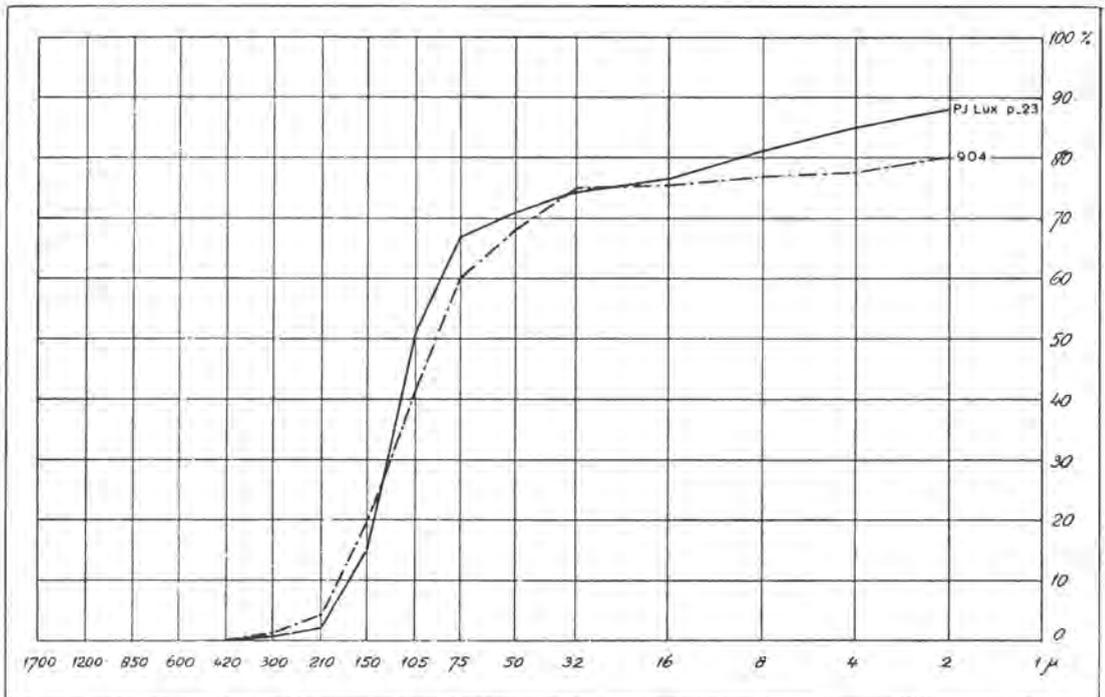


Abb. 41 Die Korngrößenverteilung des Schilfsandsteins um Moutfort (PJ Lux. p-23) und nordöstlich von Schweich (904).
Size frequency distribution of the Schilfsandstein near Moutfort (PJ Lux. p-23) and north-east of Schweich (904).

kartiert worden. Es sei hier aber auch bemerkt, daß nach dem Gesagten über tiefe Lößvorkommen und die feine Schichtung des Profils bei Niederpallen auch für den Plateaulehm ein tertiäres Alter ausgeschlossen ist.

Was einen etwaigen Lößeinfluß im Profil 92 anbelangt: obwohl in der Umgebung vielfach äolisches Material gefunden wird — man denke z. B. an das Profil 91 und auch an 81 bei Elvange — läßt sich in der Korngrößenzusammensetzung des Profils 92 nichts davon wiederfinden. Das Kolluvium im Profil 92 weist übrigens schon darauf hin, daß Materialtransport stattgefunden hat.

Die Schwermineralien der Profile 91 und 92

Die Schwermineralienuntersuchung führt die beiden Profile auf dem Hauptkeuper zu ziemlich verschiedenen Ergebnissen (Tab. 32). Nicht nur, daß Epidot im Profil 91 einen viel höheren Prozentsatz als im Profil 92 erreicht; die Anwesenheit einer Anzahl Mineralien wie Spinel, Disthen und Chloritoid beschränkt sich ausschließlich auf das erste Profil. Es zeigt sich immer mehr, daß eine Korrelation zwischen diesen Mineralien und dem Vorkommen von Löß vorliegt, dessen Beitrag zum Profil 91, wie aus der Korngrößenverteilung und dem hohen Epidotgehalt hervorgeht, groß ist. Das Mineral Disthen z. B. kommt (mit 1 oder 2%) fast ausschließlich vor, wenn bei der Zählung mehr als etwa 15 Epidotexemplare gefunden werden (vgl. die Profile 62 und 72). Eine systematische

Profil und Probe		Tiefe cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Basaltische Hornblende	Titanit	Augit	Sillimanit	Chloritoid	Braune Hornblende	Disthen	Spinell
91	758	15- 30	27	15	5	31	6	14	6	1	×	31	1	1	×	1		2		1	
	759	50- 65	47	5	3	24	5	19	10		4	30		1	1			×			1
	760	100-110	44	6	2	35	7	19	6		3	26			1					2	1
	761	155-170	30	7	1	39	5	21	6		4	22	1					1			
	762	200-210	27	8	3	56	6	20	4		×	10	1								
	763	250-260	42	5	1	60	2	10	10			16	1								
	764	295-305	47	9	4	50	2	19	4			19	1								
	765	350-360	41	8	2	37	2	27	6		1	23						1			
	766	380-390	37	20	7	54	6	20	2		4	6	2						1		
	767	390-400	48	16	4	54	7	9	6			18					1			1	
	768	410-425	42	14	4	44	4	17	6		2	21	1								1
769	440-450	43	13	5	35	3	17	5		2	29	1		2							
770	450-465	26	24	4	44	6	13	5		4	23	×						×			
771	465-475	34	22	16	41	4	9	5	1	6	17	1		1							
92	901	20- 30	45	12	4	49	12	16	13		1	3	1	1							
	902	35- 45	42	10	2	56	16	14	6		1	4				1					
	903	50- 60	50	13	5	43	21	18	9		2	1							1		
	904	75- 85	34	8	4	53	18	10	11		1	2							1		

Tabelle 32 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) im Profil 91 auf dem Steinmergelkeuper und im Profil 92 auf dem Schilfsandstein.
The heavy minerals in the profiles 91-92 on the Steinmergelkeuper and the Schilfsandstein respectively.

	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Grüne Hornblende	Epidot	Staurolith	Sillimanit	Andalusit	Chloritoid	Braune Hornblende	Hypersthen	Disthen	Spinel	Topas
Pettingen																			
0- 20 cm	43	14	1	41	12	8	11			23	1			1			1		1
20- 75	43	3		51	11	11	8		2	13	3						1		
75-130	31	2	2	54	7	18	7			10		2							
130-170	52	6	1	52	5	12	8		1	14	5				1		1		
170-230	50	12	5	48	2	16	9			16	1	1				1		1	
230-275	62	10	6	52	1	24	9			7			1						
275-400	52	4	2	54		16	3	3		20									
400-480	41	7	3	48	1	15	12			14	2		1	1			2	1	
480-540	41	8	3	66	2	10	10			9									
540-570	34	12	2	64	1	21	4			8									

Tabelle 33 Die Schwerminerale (30-500 Mikron) im Lößprofil von Pettingen (Freundlichst von JUNGERIUS zur Verfügung gestellt).
The heavy minerals in the loess profile near Pettingen.

Untersuchung der luxemburgischen Lößablagerungen wird notwendig sein um die Frage beantworten zu können, welche Mineralien außer Epidot und grüner Hornblende und vielleicht auch Staurolith (ANTUN 1953) zu der Lößassoziation gerechnet werden müssen. In diesem Zusammenhang kann erwähnt werden, daß die von JUNGERIUS zur Verfügung gestellten Ergebnisse einer Schwermineralienuntersuchung des von VERHOEVEN (1963) beschriebenen Lößprofils bei Pettingen im Alzettetal, die Mutmaßung bestätigen, daß das Mineral Disthen ebenso wie Chloritoid und Staurolith als Lößkomponente angeführt wurde (vgl. Tabelle 33). Auf den Granatgehalt der schweren Fraktion des Lösses kommen wir im XI. Kapitel näher zu sprechen.

Was die Zusammensetzung der schweren Fraktion im Profil 91 klar macht ist, daß der ganze Plateaulehm verhältnismäßig jung ist, d. h. daß sich die ganze Bildung im Pleistozän vollzogen hat. Die Mineralien der Lößassoziation sind ja in starken Prozentsätzen durch das ganze Profil verbreitet. Unten im 4,5 m dicken Profil sind die Gehalte nur um wenig niedriger als in dem Gipfel. Das deutet darauf hin, daß der Löß gleichzeitig mit dem feinsandigen Material des Profils angeführt sein muß und nicht als eine eigene Decke darauf abgelagert wurde. Im letzteren Falle hätte man ja bei zunehmender Tiefe eine abnehmende Lößmenge feststellen müssen.

Der Epidotgehalt im Profil 92 erreicht nicht die hohen Werte des eben besprochenen Profils 91. Das Kolluvium in dem Profil hat, wie das in dieser Umgebung zu erwarten stand, Löß in sich aufgenommen. Die Menge ist jedoch so gering, daß die Korngrößenanalyse keinen eigenen Gipfel in der Fraktion 8-50 Mikron zeigt.

Die Tonmineralien der Profile 91 und 92

Bei der Korngrößenanalyse wie bei der Schwermineralienuntersuchung der Profile 91 und 92 kamen wir zu dem Ergebnis, daß die betreffenden Plateaulehme nicht sehr alt sein können. Die Ergebnisse der tonmineralogischen Untersuchung unterstützen diese Auffassung. Die Tonzusammensetzung beider Profile (Tabelle 34) läßt sich mit Ausnahme der Probe 771, folgendermaßen kennzeichnen:

Illit ist in der Tonfraktion ausgesprochen vorherrschend; Kaolinit wechselt von einer Spur bis zu 10%, während Quarz und Goethit in nur kleinen Mengen vorliegen. Der Montmorillonitgehalt ist nicht mehr als 10%; nur die Probe 904 weist einen höheren Prozentsatz dieses Minerals auf und zwar ungefähr 20%. Das Mineral Lepidokrokit ist als eine kleine Spur erkenntlich in der Probe 901 des Profils 92. Hieraus geht also hervor, daß das allochthone Material, aus dem beide Profile größtenteils aufgebaut sind, keine Verwitterung gekannt hat, bei der es zur Bildung namhafter Kaolinitmengen gekommen wäre. Hinsichtlich der Gruppe der untersuchten Plateaulehme gehören beide Profile den jüngeren Bildungen an. Der sehr niedrige Kaolinitprozentsatz entspricht sehr wohl der Höhenlage der betreffenden Plateaulehme auf nur 275 m ü. NN. (vgl. XI. Kapitel).

Die hier oben ausgeklammerte Probe 771 hatte eine von allen bisher untersuchten Proben abweichende Zusammensetzung: die Tonfraktion des Keupergesteins besteht

	Tiefe cm	Montmorillonit	Palygorskit	Illit	Kaolinit	Quarz	Goethit	Lepidokrokit	T-Wert
Profil 91									
758	15- 30	5-10		85-90	Spur	5	Spur		50
761	155-170	10		80-85	Spur	5	Spur		68
764	295-305	Spur		90-95	Spur	5	Spur		57
768	410-425	5-10		85-90	Spur	5	Spur		56
771	465-475		Domi- nant	?	15	Spur	Spur	+	
Profil 92									
901	20- 30	10		75	10	2-3		Spur	58
904	75- 85	20		60-65	10	Spur			66

Tabelle 34 Die Tonmineralien in den Profilen 91-92 auf dem Steinmergelkeuper und auf dem Schilfsandstein.
The clay-mineral composition in the profiles 91-92 on the Steinmergelkeuper and the Schilfsandstein.

nämlich zu einem wichtigen Teil aus dem Mineral Palygorskit. Eine Elektronenaufnahme der Tonfraktion (Abb. 50) zeigt deutlich die langgedehnte Kristallform von Palygorskit neben dem weniger deutlich abgegrenzten Illit.

Bis etwa 1950 waren es immer nur lakustrine Ablagerungen, in denen Palygorskit und Sepiolit gefunden wurden. Das Alter dieser Sedimente ist in den meisten Fällen tertiär, es sind aber auch rezente Ablagerungen bekannt (MILLOT 1949, GRIM 1953). Nachher wurden auch palygorskithaltige marine Sedimente, ebenfalls vorwiegend tertiären Alters in Nord- und Westafrika und in Israel gefunden (CAPDECOMME 1952, MILLOT 1954 und 1964, BENTON 1952, YAALON 1955, ELOUARD 1959, SLANSKY 1959, JUNGERIUS und LEVELT 1964). In vortertiären Sedimenten wurde das Mineral selten gefunden. LUCAS (1962) beschreibt es in dem Permo-Trias in Marokko und in Keuperablagerungen in der Umgegend von Holving und Frémerstroff in Nordost Lotharingen. Das verwandte Mineral Sepiolit ist von KEELING (1956) in der englischen Keuperformation vorgefunden worden.

Das Sedimentationsmilieu in dem sich der luxemburgische Oberkeuper entwickelte beschreibt LUCIUS (1937) als ein Flachmeer. Die Ionenkonzentrationen in diesem Meer waren dergestalt, daß sich des öftern chemische Sedimente bilden konnten. Wir denken hier an Gipsablagerungen und an das vielfache Dolomitvorkommen in dem Steinmergelkeuper. Das Vorkommen dieses Minerals weist darauf hin, daß das damalige Meer Magnesiumionen enthielt, welche für den Aufbau des Palygorskits unentbehrlich sind. Nach MILLOT (1964) trifft das Palygorskitvorkommen in Sedimenten vielfach zusammen

mit dem Vorhandensein chemischer Ablagerungen wie Karbonate und Phosphate. Dies gilt auch für die Fundstätte dieses Minerals in dem Steinmergelkeuper der Niederpallener Gegend. Die Tonzusammensetzung des Profils 91 illustriert die Anfälligkeit für Verwitterung bei Palygorskit: es findet sich dieses Mineral nur in unverwitterten Gesteinen. In dem unmittelbar darüber liegenden Lehm fehlt es.

Zum Schluß noch eine Bemerkung über die von LUCRUS als pleistozäne Bildungen bezeichneten Lehmvorkommen in dem Gebiet zwischen der Luxemburger Sandsteinstufe und der Attert. Sie wurden in dieser Arbeit nicht in der gleichen Weise wie die tertiären Plateaulehme untersucht. Es betrifft hier ein Profil, liegend in einer Höhe von 290 m ü. NN. im «Quekenbusch» an der Straße Niederpallen-Redange, und das Profil südlich von Reichlange in einer Höhe von 302 m ü. NN., wo die Straße nach Saeul über den Hügel «Hoeh» führt. Im Ton ist Illit das vorherrschende Tonmineral, neben den nur noch Spuren Montmorillonit, Chlorit und Kaolinit festgestellt wurden. Der Quarzgehalt ist etwa 5%. Es sind Zusammensetzungen, die sich in nichts von den rezenten Verwitterungsprodukten des Gutlands, so wie wir die bei JUNGERIUS (1958) beschrieben finden, unterscheiden. Sie enthalten keine erkenntlichen Reste älterer Verwitterungsphasen. Mit einer Höhenlage zwischen etwa 250 und 300 m in diesem Teile des Gutlands stellen die Lehmprofile einen Teil der jüngeren, quartären Formassoziationen dar.

XI. KAPITEL

BETRACHTUNGEN ÜBER DIE ENTSTEHUNGSWEISE DER PLATEAULEHME

In den vorangehenden Kapiteln wurde eine Analyse der Plateaulehme auf neun mesozoischen Gesteinen im Gutland gegeben und zwar von dem Hauptkeuper bei Niederpallen bis zum Mittleren Dogger bei Differdange. Die Analyse stützt sich auf Feldbeobachtungen, welche durch Laboruntersuchungen ergänzt wurden. Die Ortswahl eines für einen bestimmten Lehm repräsentativen Profils fand an Hand eines Bohrungenetzes statt, das über das ganze Plateaulehmvorkommen ausgesteckt wurde. In dieser Weise wurden 32 Profile gewählt und im «Fysisch Geografisch Laboratorium» der Amsterdamer Universität systematisch untersucht u. a. auf Korngrößenverteilung, Ton- und Schwermineralienzusammensetzung. Aus den so gewonnenen Ergebnissen geht hervor, daß sich die Eigenschaften der Plateaulehme, bedingt von den Prozessen die zu ihrer Bildung führten, ziemlich stark unterscheiden. Wichtig ist dabei der Unterschied zwischen:

- I. Plateaulehmen als Verwitterungsprodukt in situ und
- II. Plateaulehmen mit einem teilweise sedimentären Charakter, der wiederum:
 - A. ein Flußsediment;
 - B. ein äolisches Sediment;
 - C. eine Kongelifluktions- bzw. Solifluktionsdecke sein kann.

Diese Punkte werden nun der Reihe nach besprochen werden.

I. PLATEAULEHME ALS VERWITTERUNGSPRODUKT IN SITU

Die Gesteine im Gutland, die während des Tertiärs und des Quartärs vermutlich nicht mehr vom Meer bedeckt gewesen sind (Lucius 1948) haben lange Verwitterungsperioden erlebt. In jener Zeit hat sich die Schichtstufenlandschaft bilden können. Wann und wie diese zustande kam, zeigt Lucius nicht deutlich. In seinen «Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs 1 : 25.000» (1948) hält er die tertiären Ablagerungen nördlich der Doggerstufe für miozäne Bildungen. Weil diese von uns als «Plateaulehme» angedeuteten Verwitterungsprodukte dem Schichtstufenprofil folgen, d. h. daß man sie sowohl am Fuße einer Schichtstufe auf etwa 300 m wie gerade hinter

dem Kopf der nächsten Schichtstufe auf etwa 400 m ü. NN. findet, müßte die Schichtstufenlandschaft als solche schon vor-miozän sein. Andererseits aber nimmt LUCIUS (1950) eine Fastebene in dem Gutland auf etwa 400 m durch die Gipfel der Schichtstufenreihe hindurch an, welche erst nach der spätplozänen und quartären Hebung des Gebiets durch Flüsse zerschnitten wäre. Die Schichtstufenlandschaft wäre dann erst im Quartär gebildet worden, was denn auch bedeutet, daß die Plateaulehme ein pleistozänes oder holozänes Alter haben müssen. Eine Datierung der Plateaulehme auf Grund von Fossilien konnte LUCIUS nicht geben, da jede Spur von Organismen fehlt.

Mit Hilfe der in den Kapiteln II-X gesammelten Ergebnissen ist es jedoch möglich, wenn nicht eine genaue Datierung, so doch eine Zeitgliederung der Plateaulehme des Gutlands anzubringen. Die Tonuntersuchung zeigte nämlich, daß es in dem Ausmaße der Verwitterung deutliche Unterschiede der Plateaulehme gibt. Von rezenteren Verwitterungsböden um Moutfort herum wußten wir schon aus der Untersuchung von JUNGERIUS (1958), daß die Tonzusammensetzung eine Abspiegelung der sedimentären mesozoischen Ausgangsgesteine ist. Namentlich wurde keine Zunahme des Kaolinitgehalts in den Verwitterungsböden festgestellt. Die Plateaulehme dagegen weisen oft eine stark vom Muttergestein abweichende Tonzusammensetzung auf: dies wird am deutlichsten illustriert durch die vielfach bedeutende Zunahme des Kaolinitgehalts in diesem Verwitterungslehm. Andere Plateaulehme zeigen diese Erscheinung in geringerem Maße oder gar nicht. Man kann eine Reihe von Plateaulehmen mit einem zunehmenden Unterschied in Kaolinitgehalt hinsichtlich des Muttergesteins aufstellen. Stellt man diese «Unterschiedswerte» der Höhenlage der betreffenden Plateaulehme gegenüber (vgl. Abb. 42), so stößt

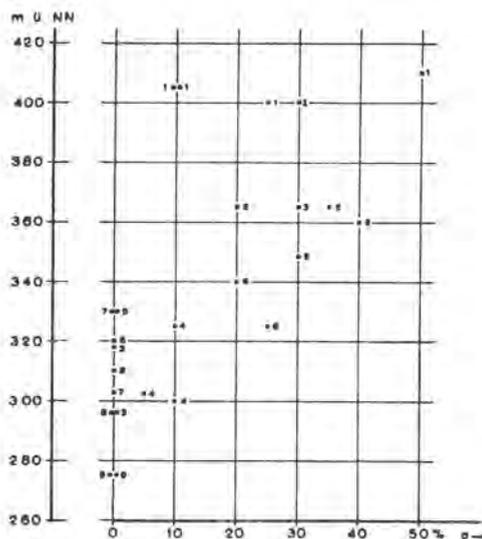


Abb. 42 Der Unterschied (a) im Kaolinitgehalt in Muttergestein und Verwitterungslehm im Vergleich zu der Höhenlage der betreffenden Profile. Die Nummern zeigen die Gruppe zu der die Profile gehören.

The difference in kaolinite content (a) of Mesozoic rock and weathering material plotted against the altitude of the relating profiles. The numbers indicate the group the profiles belong to.

man auf einen interessanten Zusammenhang: hohe Unterschiedswerte finden sich nur in den höherliegenden Plateaulehmen, während bei abnehmender Höhe die Größe des maximal im Profil anwesenden Unterschiedes kleiner wird. Es sei hier bemerkt, daß in der Abb. 42 nur die Plateaulehme aufgenommen wurden, die als ein Verwitterungsprodukt in situ aufgefaßt werden können. Plateaulehme mit fluviatilen Sediment mußten daher ausgeschlossen werden. Von Plateaulehmen, die in den höheren Zonen äolische oder niveo-äolische Ablagerungen haben, wurde der Kaolinitgehalt tiefer im Profil in Betracht gezogen. Aus der Abb. 42 geht hervor, daß um 340 m herum eine Grenze liegt, oberhalb deren Unterschiedswerte von 30 bis 50% vorkommen, während die Zunahme des Kaolinitgehalts in den Verwitterungsprofilen unterhalb dieser Grenze wesentlich geringer ist. Die Gebiete zwischen 320 und 340 m ü. NN. können dann mit Unterschiedswerten von 20 bis 25% als Übergangszonen zu den tieferen Niveaus gelten. In diesen Niveaus hat die intensive Verwitterung, welche die Kaolinitbildung in den höheren Niveaus herbeiführte, offenbar nicht mehr gewirkt. In diesen Unterschiedswerten ist nun eine Möglichkeit gegeben, zu einer näheren Datierung der Plateaulehme zu kommen. Das Alter der Plateaulehme mit Unterschiedswerten von 40 bis 50%, muß, wie im XIII. Kapitel dargelegt werden wird, als Susterien oder älter verstanden werden. Dies bedeutet dann zugleich, daß die Plateaus höher als 340 m das gleiche oder ein höheres Alter haben müssen. Die damit zusammenhängende Morphogenese der Landschaft wird im XIII. Kapitel mehr eingehend besprochen werden. Aus der Abb. 42 geht auch hervor, daß die höheren Plateaulehme (350-410 m ü. NN.) nur in dem südlichen Teil des Gutlands auf dem Korallenkalk, dem Posidonienschiefer und den Spinatusschichten vorkommen.

Zum Schluß sei hier bemerkt, daß die Mehrzahl der untersuchten Profile, wie es sich zeigte, aus Verwitterungsmaterial in situ bestand. Dies konnte festgestellt werden auf Grund der Korngrößenverteilung, die im Profil und im unterliegenden Gestein identisch ist, ebenso übrigens wie die Zusammensetzung der Schwermineralien und, in den jüngeren Plateaulehmen, der Tonmineralien. Die Verspülung des Verwitterungsmaterials und dessen Ablagerung in den tieferen Teilen der damaligen Landschaft, welche in den Betrachtungen Lucius' (1948) über die Entstehung der Plateaulehme einen so wichtigen Platz einnehmen, scheinen uns nicht mehr als örtliche Erscheinungen zu sein.

II. PLATEAULEHME MIT TEILWEISE SEDIMENTÄREM CHARAKTER

A. Plateaulehme mit Flußsedimenten

In einigen Profilen konnte ein fluviatiles Sediment festgestellt werden. Es sind dies die Profile 26, 43 und 46, welche im 300 m-Niveau südwestlich von Hesperange liegen, sowie das ebenfalls in 300 m liegende Profil 73 zwischen Luxemburg und Hamm, dessen Sediment später noch kryoturbar verzerrt wurde (vgl. Abb. 29). Hinzu kommt noch der Plateaulehm nördlich von Hesperange auf etwa 330 m ü. NN. (Profil 71), in dem das fluviatile Sediment durch eine Lößschicht bedeckt wird. Erwähnen wir auch die Schotterfunde, die im XII. Kapitel näher beschrieben werden, aus der Umgebung von Gondrange und anderen Ortschaften im östlichen Gutland, so können wir in den Niveaus von 300 bis etwa 340 m ü. NN. folgende fluviatile Sedimente unterscheiden:

1. sandige Sedimente;
2. Schotterablagerungen.

ad 1. Die sandigen Sedimente findet man im 300 m-Niveau längs der Alzette, südwestlich von Hesperange in den Profilen 26, 43 und 46. Es sind zweiphasige Flußsedimente (BAKKER und MÜLLER 1957), aufgebaut aus Sand mit einem zweiten Maximum von 30 bis 40% in der Tonfraktion. Der Ursprung des Sandes wird, auf Grund der Korngrößenverteilung zwischen 50 und 600 Mikron im Doggergebiet gesucht werden müssen, weil nur die Doggerformation Sand eines solchen Diameters besitzt. Dieser Sand nun ist fluviatil in das 300 m Pediment, das sich nördlich der Doggerstufe ausdehnt, transportiert und abgelagert worden, bevor die Alzette und deren Zuflüsse anfangen, sich in dieses Niveau einzuschneiden. Dieser als Phase in der Landschaftsentwicklung wichtigen Erscheinung wird im XIII. Kapitel die Aufmerksamkeit gewidmet.

Der Doggersand kommt nur im östlichen Teil des obenerwähnten 300 m-Niveaus vor. Dies hängt vermutlich mit einer Vorherrschaft der linken Nebenflüsse der Alzette im Gebiet des Posidonienschiefers und der Spinatusschichten über die Flüsse, welche aus der Doggerstufe hervortreten, zusammen. Mehr östlich aber ist der Einfluß dieser Flüsse stärker: dort findet man im 300 m-Niveau den Doggersand sogar nördlich der jetzigen Alzette.

Bei der Altersbestimmung der Sedimente kann das Schema der «Unterschiedswerte» des Kaolinitgehalts nicht ohne weiteres gehandhabt werden. Ist es doch bei einem kaolinitreichen fluviatilen Sediment nicht bekannt, ob der Kaolinit schon vom Ursprung her Teil des Sediments ist oder aber ob dieses durch eine nach-sedimentäre Verwitterung gebildet wurde. Daß wir ernsthaft mit etwaigen kaolinitreichen Alluvien rechnen müssen, geht aus der Untersuchung vom Ton aus den Flußbetten heutiger Flüsse des Gutlands (vgl. XII. Kapitel) hervor. Es verhält sich aber anders bei einem niedrigen Kaolinitgehalt (10% oder weniger) des Tones. In diesem Falle nämlich ist weder viel Kaolinit geliefert, noch viel durch nach-sedimentäre Verwitterung gebildet worden. Letztere Tatsache weist jedenfalls darauf hin, daß die Sedimentation nicht älter als Spätreuverien oder Tiglien sein kann. In diesem Zusammenhang muß bemerkt werden, daß bei der Typuslokalität Tegelen (Niederlande) das graue tonhaltige Flußsediment meistens auch etwa 10% Kaolinit in der Tonfraktion enthält.

Auch die morphologische Situation der fluviatilen Sedimente der Profile 26, 43 und 46 — sie liegen im 300 m-Niveau — gibt die Möglichkeit einer annähernden Datierung. Wir wissen ja, daß die Bildung der Plateaulehme in diesem Niveau im Oberreuverien oder im Altquartär stattgefunden haben muß. Die Sedimente in diesem Niveau sind daher dieses Alters oder ein wenig jünger, also aus dem Übergang Pliozän-Quartär. Vom Profil 26 wissen wir, daß das Sediment keine sehr intensive Verwitterung mehr durchgemacht hat: es sind Gerölle vom kalkhaltigen Doggergestein erhalten geblieben.

ad 2. Fluviatile Ablagerungen mit Geröllen findet man in den Profilen 71 bei Hesperange und 73 zwischen Luxemburg und Hamm in einer Höhe von bzw. 330 und 300 m ü. NN. Weiter nach Osten sind, ohne Zusammenhang mit Plateaulehmen, Gerölle gefunden,

u. a. bei Gondrange auf etwa 340 m ü. NN. In den Profilen 71 und 73 bestehen die Gerölle aus Eisenkonkretionen, die durch den Transport abgerundet wurden. Es wurden keine Gerölle von Quarz oder Quarzit gefunden. Eisenkonkretionsgerölle findet man im 300 m-Niveau an vielen Stellen; z. B. zwischen Holzem und Mamer und an der Alzette entlang. Das Profil 73 bei Hamm liegt ebenso wie die unter 1 genannten Profile in einer Höhe von 300 m ü. NN. und wird vermutlich in der gleichen Zeit entstanden sein, d. h. in dem Übergang Pliozän-Quartär. Das Profil 71 bei Hesperange nimmt mit seinem fluviatilen Sediment in einer Höhe von 330 m ü. NN. in dieser Umgebung eine einigermaßen isolierte Stellung ein. Man fragt sich, ob sich die Sedimentation in diesem Profil nicht ebenfalls im 300 m-Niveau vollzog, sodaß die jetzige Lage auf etwa 330 m ü. NN. auf jüngere Tektonik an der Bruchlinie Deutsch-Oth, deren Nordflanke mit dem sich darauf befindenden Profil 71 hochgehoben würde, hinwies.

Hat die Tektonik aber bei der jetzigen Position des Profils bei Hesperange keine vordringliche Rolle gespielt, dann hat sich die fluviatile Sedimentation in einem höheren und somit älteren Niveau vollzogen. In bezug auf die Höhenlage stimmt es dann mit der Fundstätte von Schotter bei Gondrange auf 340 m ü. NN. überein, wo VAN DER POST und JUNGERIUS u. a. stark verwitterte Kieseloolith-Gerölle fanden. Dies deutet auf eine Verwitterungsperiode hin, welche dieser Schotter nach seiner Ablagerung durchgemacht hat und die um ein Beträchtliches intensiver gewesen sein muß als die Verwitterung, der der kalkhaltige Schotter des Profils 26 im 300 m-Niveau ausgesetzt war.

Es muß auch darauf hin gewiesen werden, daß beim Profil 71 auf etwa 330 m ü. NN. der Kaolinitgehalt in der Tonfraktion mit 40-45% ziemlich hoch ist. Im Zusammenhang mit der starken Verwitterung des in ungefähr gleicher Höhe liegenden Kieseloolith-Schotters bei Gondrange, muß es für nicht ganz ausgeschlossen gehalten werden, daß ein Teil des Kaolinites im Profil 71 durch Verwitterung in situ entstanden ist. Auch der unterliegende entkalkte Sandstein (Probe 303) enthält kaolinitreichen Ton, der aber auf Einspülung zurückgeführt werden muß, weil der Tongehalt (19%) in der Probe 303 viel höher als im Luxemburger Sandstein (5 bis 8%) ist. Nimmt man an, daß der Kaolinit des Flußsediments in einer Höhe von 330 m größtenteils in situ gebildet worden ist, so ist das Alter auf jeden Fall vor-Oberreuverien. Hierfür spräche auch die Höhenlage dieses Profils hinsichtlich des Profils 73 in einer Höhe von 300 m ü. NN. zwischen Luxemburg und Hamm.

B. Plateaulehme mit äolischen Sedimenten

Es zeigt sich, daß die meisten der untersuchten Plateaulehmprofile ein wenig Löß aufgenommen haben. Manchmal läßt sich dies im Feld unmittelbar beobachten, wenn der Löß eine selbständige, den Plateaulehm bedeckende Schicht bildet. In anderen Fällen ist die Lößmenge so gering und ist sie dermaßen mit der Oberzone des Plateaulehms vermischt worden, daß nur die Korngrößenanalyse und die Schwermineralienuntersuchung die Anwesenheit des äolischen Materials ausweisen können. Bei den Plateaulehmen auf den Margaritatus- und Spinatusschichten aber ist der Lößeinfluß nur mit Hilfe der Schwermineralienuntersuchung festzustellen, weil die Korngrößenverteilung dieser Gesteine mit einem Gipfel zwischen 8 und 50 Mikron eine starke Übereinstimmung mit

der Lößverteilung besitzt. Den Lößeinfluß kann man in der Schwermineralienuntersuchung an Epidot und grüner Hornblende erkennen, welche Mineralien in den mesozoischen Gesteinen des Gutlands völlig fehlen.

Im allgemeinen ist der Löß nicht tiefer als bis etwa 60 cm mit den Plateaulehmen vermischt. Auch JUNGERIUS (1958) fand diesen Wert für die Tiefe bis auf welche der Löß in den Verwitterungsböden um Moutfort herum erkannt werden konnte. Neben diesem äolischen Sediment, das wir als

1. «normalen jungen Löß» bezeichnen wollen, kommen im Untersuchungsgebiet noch andere Typen äolischer Ablagerungen vor und zwar
2. *äolische Sande (Decksande)* und
3. *Sedimente, die mutmaßlich unter niveo-äolischen Umständen zur Ablagerung gekommen sind.*

ad 1. Plateaulehme mit normalem jungen Löß

Was ist über den «normalen jungen Löß» in Luxemburg bekannt?

SCHMITZ (1957) findet bei der Terrassenuntersuchung der Sauer oberhalb Goebelsmühle in der sogenannten Dirbaachterrasse einen Epidotgehalt, der viel höher ist als die Prozentsätze dieses Minerals in den jüngeren und älteren Terrassen der Sauer. Die Lößsedimentation, mit der das Mineral Epidot nach diesem Forscher angeführt wurde, wird in der Dirbaachterrassenzzeit stattgefunden haben. SCHMITZ parallelisiert diese Terrasse mit der Unteren Mittelterrasse, die ELISABETH KREMER (1954) an der Mittleren Mosel unterscheidet und der sie ein «Riß-2»-Alter zuschreibt. Die Lößsedimentation im Sauerthal hätte also auf morphologischen Gründen in einem jüngeren Stadium der Riß-Eiszeit stattgefunden.

JUNGERIUS (1958) vergleicht die mineralogische Zusammensetzung der schweren Fraktion des äolischen Lehmes um Moutfort mit Angaben von GULLENTOPS (1954) über belgische Lößablagerungen. Die Korrelation wird dadurch erschwert, daß in JUNGERIUS' Untersuchungsgebiet kein unverwitterter Löß (C-Horizont) gefunden wird. Dieser Forscher sieht die stärkste Übereinstimmung mit GULLENTOPS' «Loess inférieur de Rocourt» in Hesbaya, dessen Ablagerung im Riß geschehen sein muß, da sich ein Eemboden darauf entwickelt hat. JUNGERIUS hält es für möglich, daß die Lößablagerung in Luxemburg sich in der Rißzeit vollzog.

Der Vergleich der Schwermineralien der luxemburgischen Lößablagerung mit denen von Belgien bietet aber eine Anzahl Schwierigkeiten. Man sehe hierfür die Tabelle 35, in der neben einem Durchschnitt einer Anzahl Beobachtungen GULLENTOPS' in Belgien ein Durchschnitt von 10 Proben äolischen Lehmes um Moutfort JUNGERIUS und einer gleichen Anzahl von Lößproben aus dem Südwesten des Gutlands nach LEVELT zusammengefaßt sind.

Sieht JUNGERIUS Ähnlichkeit zwischen den Proben von Moutfort und dem «Loess inférieur» von Rocourt, so liegen doch auch deutliche Unterschiede vor. Der Prozentsatz grüner Hornblende im Verhältnis zum Epidotgehalt ist in Luxemburg immer viel geringer als in Belgien. Dies gilt nicht nur für den Löß in der Umgebung von Moutfort, sondern ebenso für den Löß auf den Plateaulehmen im südwestlichen Gutland. Es mag sein, daß

	Turmalin	Zirkon	Rutil	Granat	Staurolith	Epidot	Hornblende	Diverse
GULLENTOPS								
Loess de la Hesbaye Occidentale	6,6	14,8	11,1	8,4	5,5	27,9	21	4,7
Loess supérieur de Rocourt	6	24,2	10,9	9	5	23	18,8	2,1
Loess inférieur de Rocourt	8,7	30	19	0,3	5,8	25,7	9,8	1,7
Limons loessiques de la Vesdre	11,5	33	15	2	5,5	19	11,5	2,5
Limons loessiques des Tailles	10	34,2	15,1	2,9	5,5	14,9	9,1	8,3
JUNGERIUS								
Äolischer Lehm um Moutfort	3,4	47,4	14,6	5,9	2,4	15,2	2,2	8,9
LEVELT								
Äolischer Lehm im SW. Gutland	3,1	29	12,6	4,5	0,3	30,8	2	17,7

Tabelle 35 Die durchschnittliche Zusammensetzung der Schwerminerale in Lößproben von GULLENTOPS, JUNGERIUS und LEVELT (30-500 Mikron).
The average composition of heavy minerals in loess samples of GULLENTOPS, JUNGERIUS and LEVELT.

die grüne Hornblende schneller verwittert als der Epidot: die obengenannten luxemburgischen Proben konnten ja in keinem einzigen Fall aus unverwitterten Lößablagerungen gesammelt werden.

Ein zweiter wichtiger Unterschied zwischen dem äolischen Lehm von Moutfort und dem «Loess inférieur» von Rocourt tritt im Granatgehalt hervor, der bei jenem 5,9%, bei diesem dagegen nur 0,3% ist. Was den Granatprozentatz betrifft, würde der Löß von Moutfort viel besser zum «Loess supérieur» von Rocourt (9% Granat) passen, was dann für den Löß ein Würm-Alter bedeuten würde. Die Durchführung einer solchen Korrelation ausschließlich auf Grund der Schwermineralienzusammensetzung bietet aber vorläufig noch zu wenig Gewißheit, da die Gehalte der grünen Hornblende doch zu stark verschieden sind.

Nachdem die Pettinger Lößablagerung bekannt wurde (VERHOEVEN 1963), wurde es möglich, eine Schwermineralienuntersuchung in dem unverwitterten Löß in Luxemburg selbst anzustellen. JUNGERIUS war so freundlich, mir die Ergebnisse einer solchen, von ihm durchgeführten, Untersuchung einzuhändigen. Man sehe hierfür die Tabelle 33.

Erstens stellt sich heraus, daß die grüne Hornblende nur eine bescheidene Rolle spielt. Der Pettinger Löß weicht hier also deutlich von dem obenerwähnten belgischen Löß von GULLENTOPS ab. Die luxemburgischen Lößablagerungen schließen sich in ihrem Epidot-grüne Hornblende-Verhältnis gut an das Pettinger Profil an.

Zweitens stellt sich heraus, daß ein bemerkenswerter Unterschied im Granatgehalt zwischen der höheren Zone (0-170 cm) und dem tieferen Teil des Pettinger Profils besteht. Weist dies darauf hin, daß hier zwei Lößschichten verschiedenen Alters vorliegen, so ist die ältere granatarm und die jüngere granatreich. Dies nun ist das Gleiche, was in den zwei verschiedenen Lößablagerungen von Rocourt festgestellt werden kann.

GULLENTOPS (1954) bemerkt hierzu, daß die Schwermineralienzusammensetzung des älteren Lösses viel Ähnlichkeit mit der X-Gruppe von EDELMAN (1933) aufweist und die des jüngeren Lösses mit der A-Gruppe (in der X-Gruppe herrschen Epidot und Rutil vor, an der A-Gruppe Hornblende, Epidot und Granat). Als möglichen Grund für den Unterschied in Granatgehalt sieht GULLENTOPS (mündliche Mitteilung bei einer Exkursion «Tertiär und Quartär von Nord-Ost Belgien», im Rahmen des Internationalen Kongresses für Sedimentologie 1963) die Sperrung des Herkunftsgebietes dieses Minerals, des Nordseebeckens, durch die Eiskappe in der Rißzeit. Während der Würmvereisung hatte der Wind im Nordseegebiet aber volle Freiheit. Der granatarme Löß wäre dann ein Rißlöß, der granathaltige hätte ein Würmalter. Hinsichtlich des Granatgehalts müßte der «normale Löß» im Gutland zu den Würmablagerungen gerechnet werden. Manche granatreichen Gesteine im Gutland, wie der Korallenkalk und die Spinatusschichten können dieses Bild stören, wenn der Löß Material aus lokalem Verwitterungsmaterial aufgenommen hat. Man sehe u. a. die Besprechung des Profils 11 im nächsten Abschnitt. So viel über die Datierung des «normalen Lösses» auf Grund der Schwermineralienzusammensetzung.

Bei der Schwermineralienuntersuchung können wir feststellen, daß Löß zu der Bildung eines Profils beigetragen hat, wenn die Mineralien der «Lößassoziaton», nämlich Epidot und grüne Hornblende, gefunden werden, welche in den mesozoischen Gesteinen des Gutlands nicht vorkommen. Vor allem Epidot erreicht in Zählungen von nahezu reinen Lößproben ziemlich hohe Prozentsätze, aber auch da, wo Löß mit örtlichem Verwitterungsmaterial vermischt wurde, wird immer Epidot registriert. Es gibt noch einige andere Mineralien, die in den Zählungen der vorangehenden Kapitel regelmäßig wenn auch in sehr niedrigen Prozentsätzen, notiert wurden. Wir denken hier an Staurolith, Disthen und Chloritoid. Das erste Mineral wurde von GULLENTOPS (1954) als eine Komponente der schweren Lößfraktion Mittelbelgiens beschrieben. Auch im luxemburgischen Löss wird es gefunden. Es kommt aber ebenfalls als Bestandteil des Korallenkalkes vor (siehe II. Kapitel). Die Mineralien Chloritoid und Disthen werden nur in den höheren Profilzonen vorgefunden, dort, wo Löß abgelagert wurde. In den unterliegenden Gesteinen fehlen sie. Sie wurden mit Löß zugeführt und gehören also zu der schweren Fraktion dieses äolischen Materials. Sie kommen auch im Pettinger Lößprofil vor (Tab. 33).

Im südlimburgischen Löß (Niederlande) werden die Mineralien Staurolith und Disthen von DRUIF (1927) beschrieben. EDELMAN (1933) bestimmte die Prozentsätze der verschiedenen Komponenten des DRUIFSCHEN Materials. Diese schwanken für Staurolith zwischen 0 und 4% und für Disthen zwischen 0 und 2%. Nicht nur im luxemburgischen Löß, auch im limburgischen Löß sind diese Gehalte also niedrig. VINK (1949) gibt für Veluwelöß (Niederlande) 1% Disthen und 2-7% Staurolith an. Das Mineral Chloritoid (Ottrelit) das immer, wenn auch in kleinen Prozentsätzen, im luxemburgischen Löß gefunden wird, fehlt völlig in den Angaben von DRUIF und EDELMAN über dem limburgi-

schen äolischen Lehm. DRUIF erwähnt es wohl im Flußsand bei Caberg und sagt, daß es als «Leitmineral» für südliches Material gelten kann, da es von den Ardennen herrührt. Das häufige Vorkommen von Mineralien der Chloritoid-Ottrelit-Gruppe in Ardennenschiefer ist u. a. von TAVERNIER und LARUELLE (1952) erwähnt worden. Weil das Mineral ein Bestandteil des luxemburgischen Lösses ist, ist der Chloritoid aller Wahrscheinlichkeit nach ins äolische Material aufgenommen worden, als dieses die Ardennen passierte. In Luxemburg ist der Chloritoid dann ein «Leitmineral» für nördliches Material. Bei Windrichtungen zwischen Westen und Norden in Perioden des Lößtransportes wird das Verbreitungsgebiet der chloritoidhaltigen Lösses sich südlich und südöstlich der Ardennen befunden haben.

Zum Schluß einige Bemerkungen über die tonmineralogische Zusammensetzung des «normalen Lösses». Weil nur wenige Plateaulehmprofile mit einer ziemlich reinen Lößdeckschicht gefunden wurden (die Profile 62, 71 und 72), gründet sich die Tonuntersuchung vom Löß auf eine kleine Anzahl von Proben. Zur Ergänzung untersuchte ich den Ton im Lößprofil Pettingen.

Profil	Probe	Montmorillonit	14 Å-Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz
62	234	—	Spur	85	10	5
71	291	Spur	—	85	10	5
72	911	—	Spur	75	15	10
Pettingen	0- 80 cm	15	—	75	5	5
	275-570 cm	10	—	85	Spur	5

Tabelle 36 Die tonmineralogische Zusammensetzung einiger Lößablagerungen.
The clay-mineral composition of some loess layers.

Nach den Angaben der Tabelle 36 weist der Ton im Löß eine deutliche Illitdominanz auf. Kaolinit und Quarz kommen in kleinen Mengen vor. Manchmal findet man eine schwache Reflektion eines 14 Å-Mineral, möglicherweise Chlorit. Auch kann man auf ein Mineral des Montmorillonittyps stoßen: im Pettinger Löß, im oberen wie im unteren Teil, ist der Gehalt 10 bis 15%. In den andern drei Profilen ist der Gehalt aber sehr viel niedriger oder wurde überhaupt kein Montmorillonit gefunden. Die Befunde bei diesen letzten Profilen stimmen mit den Tonanalysen anderer westeuropäischer Lösses überein, die im «Fysisch Geografisch Laboratorium» der Universität Amsterdam untersucht wurden. Lößablagerungen aus Zentral- und Osteuropa haben vielfach höhere Montmorillonitgehalte, wie das hervorgeht aus Proben von Kesik aus dem Lößgebiet von Lublin (Polen), die im obengenannten Laboratorium untersucht wurden (BAKKER 1963), sowie aus den Proben, die uns Professor KADAR aus Debreczen (Ungarn) freundlicherweise einhändigte. Die Montmorillonitgehalte in dem Ton dieser Lösses liegen zwischen 20 und 30%. Auch PESCI (mündliche Mitteilung an Professor BAKKER) erwähnt hohe Montmorillonitgehalte

in ungarischen Lößablagerungen. Von den südrussischen Steppen ist bekannt, daß Montmorillonit eine wichtige Komponente im Bodenprofil ist.

Vorläufig ist es nicht ganz klar, ob der Montmorillonitgehalt in den westeuropäischen Proben mit der Entkalkung des Lösses zurückläuft. Ebensovienig wissen wir mit Gewißheit, wie sich der Löß mit etwas mehr Montmorillonit zu den Verwitterungsprodukten bestimmter montmorillonithaltiger Muttergesteine in Westeuropa verhält. Eine systematische Untersuchung, die jedoch außerhalb unseres Rahmens liegt, ist erwünscht.

Jetzt folgt noch eine Bemerkung über die Zusammensetzung der Tonminerale in den Plateaulehmen, die durch eine Schicht «normalen jungen Lösses» bedeckt werden. Wir sehen bei kaolinitreichen Plateaulehmen den Gehalt dieses Minerals höher im Profil durch die Anwesenheit von Löß zurücklaufen. Ist dazu noch das Muttergestein, aus dem der Plateaulehm entstand, kaolinitarm, so kann man feststellen, wie der Kaolinitgehalt von unten nach oben im Profil erst zunimmt um dann wieder abzunehmen. Ein Beispiel hierfür ist das Plateaulehmprofil 62 auf den Arietenschichten. Der Kaolinitgehalt bewegt sich da von 10% über 40 wiederum nach 10% (Tabelle 23). In den Profilen, wo der Löss keine eigene Schicht bildet, sondern mit dem Verwitterungslehm vermischt wurde, liegt der Kaolinitprozentsatz zwischen den Prozentsätzen der zusammensetzenden Komponenten. Wir nennen als Beispiel das Profil 51 auf den fossilarmen Tonen mit einem Kaolinitgehalt von 20% in der Mischzone und von 40% tiefer im Profil.

Bisher haben wir über zwei Löss im Gutland gesprochen, die vermutlich ein Würm- und ein Rißalter haben. Noch nicht erwähnt wurde ein dünner sandiger Lößlehmhorizont im Profil 11 auf dem Dogger. Dieser könnte auf Grund des verhältnismäßig hohen Kaolinitgehaltes (etwa 25%) den Eindruck vermitteln, älter als der Rißlöß zu sein. Dies ist aber auf Grund der Schwermineralienzusammensetzung wenig annehmbar (vgl. nächsten Abschnitt und II. Kapitel).

ad 2. Plateaulehme mit äolischen Sanden

Neben dem in vielen Profilen erkenntlichen Lößeinfluß wurden an einigen Stellen grobere äolische Sedimente gefunden. Wir denken hier an die Profile 11 und 22, bzw. auf dem Korallenkalk und auf dem Posidonienschiefer.

- a. Ersteres Profil hat in der Zone von 0 bis 200 cm sehr gut sortierten sandigen Lehm: 65% des Materials ist in die Fraktionen 75-210 Mikron konzentriert, wodurch es sich stark von einer tieferen Zone im Profil von 200 bis 350 cm unterscheidet (Abb. 2). Der Decksand hat, wie aus der Korngrößenverteilung und der Schwermineralienzusammensetzung hervorgeht, einen lokalen Charakter. Es kommen aber auch einige Körner der Lößassoziation darin vor, sodaß auch Material von größerer Entfernung her angeführt sein muß.

Die Tonfraktionen, die in der Zone 0-200 cm gefunden werden, enthalten etwa 25% Kaolinit. Das Zusammengehen dieses Minerals mit den Mineralien Epidot und grüner Hornblende ist ein Beispiel einer disharmonischen Mineralassoziation (BAKKER, MECKELEIN, KWAAD, und LEVELT (in Vorbereitung). Wäre der Kaolinit nach der Decksandsedimentation durch Verwitterung entstanden, so hätten Mineralien wie

grüne Hornblende und Epidot schon ganz verschwunden sein müssen. Es scheint daher wahrscheinlicher, daß der Ton bereits kaolinitisch war während der Decksandablagerung. Der Kaolinit wird dann aus den alten Verwitterungsdecken aus der Umgebung aufgenommen sein: ein zweiter Hinweis für den lokalen Charakter dieses Decksands. Die feine Schichtung, welche man an manchen Stellen in der Zone von 0 bis 200 cm unterscheiden konnte, macht uns ahnen, daß die Ablagerung unter niveo-äolischen Umständen gebildet wurde.

- b. Das Profil 22 auf dem Posidonienschiefer hat einen Horizont der den Charakter eines sandigen Lößlehms hat, dessen Korngrößenverteilung einen Gipfel zwischen 32 und 105 Mikron zeigt (Abb. 9). Diese Schicht ruht auf dem sehr feinkörnigen Verwitterungsprodukt des Posidonienschiefers, von dem nur 15% grober als 8 Mikron ist. Die Schicht aus sandigem Lößlehm ist nicht rein: sie ist mit Verwitterungsmaterial des Posidonienschiefers untermischt. Die Weise in der eckige und kantengerundete Eisenkonkretionen kreuz und quer durch diese Zone verbreitet sind, weist darauf hin, daß Kongelifluktion stattgefunden hat. Die Vermischung von äolischem Material bis zu einer Tiefe von 200 cm im Profil läßt sich auch an den Mineralien Epidot und grüner Hornblende erkennen. Die Tatsache, daß das Profil 22 wohl Solifluktion erlitten hat im Gegensatz zu den vielen Profilen mit einem nicht mehr als 60 cm tiefen Einwirkung des «normalen Lösses» macht es wahrscheinlich, daß die Sedimentation des Sandlösses von Profil 22 älter und die des normalen jungen Lösses jünger als die Solifluktionsperiode ist. Der Sandlöß könnte daher ein Rißalter haben. Der niedrige Granatgehalt in den tieferen Profilmzonen unterstützt diese Auffassung. Einen etwas höheren Granatgehalt bei der Oberfläche kann man auf einen schwachen Einfluß des sogenannten «normalen Lösses» zurückführen.

Die Sandlößzone enthält Ton mit einem Kaolinitgehalt von 40 bis 45%. Dieser Ton, der 20 bis 45% des Materials umfaßt, entstammt größtenteils der unmittelbaren Umgebung, die reich an älteren kaolinitreichen Verwitterungsprodukten ist. Der Kaolinitgehalt darf daher nicht mit einer nach-sedimentären Verwitterung des Sandlösses in Zusammenhang gebracht werden. Tatsächlich weist die Anwesenheit von Epidot und grüner Hornblende in dieser Zone wohl darauf hin, daß das Material im Profil 22 keiner starken Verwitterung mehr ausgesetzt gewesen ist. Die Anwesenheit von beiden genannten Mineralien im kaolinitreichen Milieu des Profils 22 ist ein typisches Beispiel einer disharmonischen Mineralassoziation.

ad 3. Plateaulehne mit niveo-äolischen Sedimenten

Die Erscheinung der niveo-äolischen Sedimente, die in dem vorangehenden Abschnitt bei der Behandlung des Profils 11 schon erwähnt wurde, kann in mehreren Profilen des Gutlands beobachtet werden. Das Profil 91 südlich von Niederpallen auf dem Steinmergelkeuper besteht fast ganz aus diesem Sedimentstyp. Die hohen Prozentsätze, in denen Epidot und grüne Hornblende bis auf das Gestein (in einer Tiefe von 465 cm) vorkommen, zeigen, daß das äolische Material bei dem Profilaufbau eine wichtige Rolle gespielt hat. Unten hat das äolische Sediment einen Decksandcharakter mit einem Gipfel in der Korngrößenverteilung zwischen 105 und 300 Mikron (Probe 769); höher im Profil

wird es feiner und liegt der Gipfel zwischen 8 und 50 Mikron, obwohl auch groberes Material bis zu 210 Mikron vorliegt. Von 50 cm bis unten im Profil ist eine feine Schichtung aus bald tonreichem, bald tonarmem Material zu beobachten. In der Periode der äolischen Sedimentation ist durch fließendes Wasser Material transportiert worden, wodurch die feine Schichtung und die Abwechslung in der Zusammensetzung entstand. Das Wasser konnte durch Schneeschmelze freikommen. Die Entstehung dieses Sedimentstyps muß ins Pleistozän gestellt werden. Auf Grund der großen Verwandtschaft in der Schwermineralienzusammensetzung zwischen dieser Ablagerung und dem «normalen jungen Löß» wird das niveo-äolische Sediment wahrscheinlich ebenfalls ein Würm-alter haben.

Im Profil 45 im Alzettetal am Fuße des Paltersbergs kommt die feine Schichtung wie beschrieben im Profil 91 auch vor. Hier betrifft es nur zwei kleine Zonen in einer Tiefe von ungefähr 100 und 345 cm. Die niveo-äolischen Ablagerungen wechseln hier mit einem andersgearteten Sediment ab, in das u. a. Eisenkonkretionen und Gesteinfragmente der Margaritatusschichten aufgenommen sind. Auf Grund seiner Höhenlage, 275 m ü. NN., und des Vorkommens der Mineralien der Lößassoziation bis unten im Profil, muß die Bildung dieses Profils ebenfalls als Würm datiert werden. Diese Abwechslung von Gesteinfragmenten und lössartigem Material auf einem Untergrund von mergligem Gestein machen in etwa an die untersten 3 Meter des von DYLIK (1960) beschriebenen und während des INQUA-Kongresses 1961 von ihm gezeigten Profil zu Klemencice (Michow-Plateau, Polen) denken. Auf einem Untergrund von Senonmergel ist ein rhythmisch geschichtetes Sediment auf dem Talabhang entwickelt, das aus Fragmenten von Senonmergel, mit lössartigem Material vermischt, besteht. DYLIK stellt diese Ablagerung den «Grèzes Litées» der französischen Forscher gleich. Der Profilaufbau zeigt, daß diese «Grèzes Litées» in einer kalten Phase der Rißeiszeit entstanden sind. Im Profil 45 in Luxemburg ist diese Abhangablagerung jünger: der Löß hat ja ein Würm-alter.

Soeben wurde gesagt, daß die Abwechslung von Gesteinfragmenten und lößartigem Material im Profil 45 *in etwa* an das Profil von Klemencice denken machte. Im luxemburgischen Profil ist die Lößmenge im Verhältnis zu den Gesteinfragmenten wohl sehr hoch. Hierdurch fällt die Formation außerhalb des Begriffes «Grèzes Litées», der u. a. eine homogene Zusammensetzung der aus dem unterliegenden Gestein herrührenden Abhangtrümmer einschließt (GUILLIEN 1964). DYLIK rechnet die geschichteten Abhangablagerungen zu Klemencice zu Bildungen in kalten Perioden, bei denen das Material durch Kongelifluktion und Abspülung am Abhang transportiert wird. Wie oben schon erwähnt wurde, muß die Entstehung des Profils 45 ebenfalls in einer kalten Phase stattgefunden haben.

So viel über die mehr nördlich liegenden Profile.

Auch zwei Profile der Doggerformation, die Nummern 11 und 16, beide auf 410 m ü. NN., haben diese feine Schichtung. Obwohl auch hier die Lößassoziation bis tief ins Profil vorliegt, ist der Prozentsatz Epidot und grüne Hornblende nur gering. Im Profil 11 haben wir mit Decksand eines lokalen Charakters zu tun, der unter niveo-äolischen Umständen gebildet wurde. Im Profil 16 weist die feine Schichtung auch auf die Verspülung des Materials hin, aber die Menge hinzugefügten äolischen Materials ist hier nur gering.

C. Plateaulehme mit einer Kongelifluktions- bzw. Solifluktionsdecke

Nur wenige Plateaulehmprofile im Gutland tragen deutliche Spuren von Materialtransport durch Kongelifluktion. In zwei Profilen konnte eine Kongelifluktionsdecke einigen Umfangs festgestellt werden und zwar erstens im Profil 22, das auf 360 m ü. NN. auf der nordwestlichen Flanke des Lamerberges bei Bascharage liegt, wo Sandlöß in einer Kongelifluktionsschicht mit eckigen, mehr oder weniger flachen und willkürlich orientierten Eisenkonkretionen vermischt wurde, und zweitens im Profil 15, das westlich von Differdange, in einer Höhe von 400 m ü. NN. liegt. Hier ist ein eisenkonkretionshaltiger Verwitterungsboden mit Stücken unverwitterten Kalksandsteins vermischt. In den übrigen in dieser Abhandlung beschriebenen Plateaulehmprofilen und in noch vielen anderen, auf die hier nicht näher eingegangen wird, konnten wenige oder keine Solifluktionsercheinungen wahrgenommen werden.

Man kann sich fragen, ob pleistozäne Solifluktionsprozesse im Gutland in wichtigem Ausmaße zu der Materialabfuhr beigetragen haben werden.

Für das Ösling, das durchschnittlich 150 bis 200 m höher liegt als das Gutland und das deshalb in periglazialen Perioden ein extremeres Klima gekannt hat, nimmt HERMANS (1955) eine bedeutende Solifluktionsabtragung an. Er kommt zu dieser Annahme durch die Tatsache, daß die triassische oder tertiäre Rotfärbung des Devons fast völlig verschwunden ist und daß die Verwitterungsdecken, besonders die auf den höchsten Teilen der Rücken, sehr dünn sind. PIKET (1960) dagegen vertritt die Auffassung, daß die periglaziale denudative Altiplananation keinen überwiegenden Einfluß auf das Relief der höheren Teile des Öslings gehabt hat. Er folgert dies u. a. aus dem Nochvorhandensein von bis zu den 5 m dicken pliozänen Verwitterungsböden auf den Fastebenenresten.

Im Gutland ist die Situation um die Plateaulehmorkommen so, daß die Plateaulehmprofile seit ihrer Entstehung im Mittel- oder Jungtertiär durch Denudation zu einem wichtigen Teile abgeschnitten wurden. Hierbei muß erwogen werden, ob es vor allem periglaziale Kongelifluktionsprozesse gewesen sind, die diese Denudation herbeiführten. Wir bemerkten ja schon, daß Solifluktionsdecken in diesem Teile des Gutlandes kaum vorkommen. Tatsächlich habe ich den Eindruck, daß die Kongelifluktion in periglazialen Perioden die Plateaulehme nicht stark angegriffen hat.

Zwei Eigenschaften der Plateaulehme spielen hierbei eine Rolle.

Erstens wird die sehr flache Lage vieler dieser Plateaulehmorkommen die Bildung von Solifluktionsdecken nicht fördern. Man denke an den Wert von 2 bis 2,5°, den BÜDEL (1948) für den Neigungswinkel angibt, unterhalb dessen Materialtransport durch Solifluktion nicht mehr stattfindet.

Zweitens wird die Beweglichkeit des Bodens durch den Charakter des Tons mitbestimmt. So erleichtert ein montmorillonitreicher Ton den Transport am Abhang. Die Plateaulehme Luxemburgs sind aber montmorillonitarm; die Beweglichkeit des Bodens wird gehemmt. Das bedeutet aber nicht, daß im Pleistozän kein Plateaulehmmaterial abgeführt worden wäre. So sind z. B. die fluviatil transportierten Sande im östlichen

Teil des 300 m-Niveaus bei Bettembourg, die am Ende des Pliozäns oder am Anfang des Quartärs abgelagert worden sind, nur noch an einzelnen Stellen vorhanden (Profil 26, 43 und 46). Ein anderer Hinweis für pleistozäne Denudation ist das Fehlen auf den Plateaulehmen von Lößablagerungen, die älter als die Würmperiode sind, während wir aus dem Pettinger Lößprofil wissen, daß im Gutland sehr wahrscheinlich auch Riß-löß sedimentiert worden ist.

Zum Schluß sei noch an die kryoturbate Verzerrung erinnert, so wie diese nur im Profil 73, beim Altersheim zwischen Luxemburg und Hamm gefunden wurde. Die in einer Tiefe von etwa 40 cm sich befindende Grenzschicht zwischen den verwitterten Arietenschichten und dem darüberliegenden und stark eisenkonkretionshaltigen Ton wurde unter periglazialen Umständen sehr ungleichmäßig gefaltet (Abb. 29), aber bleibt wohl haarscharf bestehen.

XII. KAPITEL

EINIGE BEMERKUNGEN IM ZUSAMMENHANG MIT DEM FLUSSYSTEM IM GUTLAND

In diesem Kapitel wird das Flußsystem, die Längsprofile einiger Flüsse und die Tonmineralogische Zusammensetzung des Alluviums der heutigen Flußbetten des Gutlands behandelt. Nachher wird näher auf die hydrographischen Verhältnisse des Gutlands in Zusammenhang mit BAECKEROOT's Theorien (1942) über diese Materie eingegangen.

Die im II.-XI. Kapitel besprochene Untersuchung der Tonmineralien in den Plateulehmen und in den mesozoischen Schichten auf denen sich diese Lehme befinden zeigte, daß die Plateulehme im Südwesten des Gutlands im Gegensatz zu den übrigen Teilen vielfach einen relativ hohen Kaolinitgehalt aufweisen. Die meisten dortigen Plateulehme enthalten bis zu 50% Kaolinit in der Fraktion < 1 Mikron. Was die mesozoischen Schichten betrifft, so muß darauf hingewiesen werden, daß nur im Lias in den Margaritatus- und Spinatusschichten und in den fossilarmen Tonen ähnlich hohe Prozentsätze dieses Tonminerals vorkommen. Im Vergleich zu den von JUNGERIUS (1958) erwähnten Ergebnissen der mineralogischen Untersuchung der Tonfraktionen in den Böden des Lias und dem Keuper im östlichen Teil des Gutlands sind diese Prozentsätze auffallend hoch.

Dieser Umstand rief die Frage hervor, ob der Unterschied im Kaolinitgehalt der Verwitterungsprodukte in den zwei Gebieten des Gutlands ebenfalls eine Rückwirkung finden würde in einer variablen Zusammensetzung des momentan von den Flüssen abgeführten Tons.

Fast allen Flüssen des Gutlandes wurden Tonproben entnommen. Der Ton wurde unter dem Wasserspiegel des Niedrigwasserbetts gesammelt. Es ergab sich, daß hinter Hindernissen und in toten Ecken der Flußbetten wohl immer etwas Ton sedimentiert war. Einige dieser Proben entzogen sich der Laboratoriumsbehandlung, weil sie durch Industrieöl zu stark verschmutzt waren. Aus diesem Grunde liegen keine Analysen vor von Ton aus der Alzette bei Esch, aus dem Kaylerbach bei Noertzange und aus dem Duderlingbach bei Bettembourg.

Die Ergebnisse der Röntgenuntersuchung der Tonfraktionen findet man in der Tabelle 37 und auf der Karte 2. Auf dieser Karte sind Illit und Montmorillonit unter dem Namen Illit zusammengenommen.

Einer Besprechung dieser Ergebnisse möchte ich einige Worte über das Flußsystem im Gutland vorausschicken.

	Montmorillonit	Corrensit	14 A-Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz
<i>Stromgebiet der Alzette</i>						
A1 Muolterbach südlich von Dippach				55	40	5
A2 Messe bei Ehlange				55	40	5
A3 Messe bei Bergem				55	40	5
A4 Merbach östlich von Bergem	5			45	45	5
A5 Bach nördlich von Fennange				45	50	5
A6 Alzette östlich von Bettembourg				60	35	5
A7 Bibeschbach bei Livange				55	40	5
A8 Itzigerbach bei Hesperange	Spur			55	40	5
A9 Alzette bei Hesperange				55	40	5
A10 Pétrusse bei Merl				60	35	5
A11 Alzette bei Walferdange				55	40	5
A12 Alzette bei Lintgen				60	35	5
A13 Alzette bei Cruchten	Spur			85	10	5
A14 Attert bei Colmar			Spur	95*		Spur
A15 Wark bei Warken		++		80*	Spur	5
<i>Stromgebiet der Chiers</i>						
C1 Rohrbach südwestlich von Sanem				55	40	5
C2 Chiers südwestlich von Bascharage				55	40	5
C3 Mehrbach bei Bascharage				50	45	5
<i>Stromgebiet der Mamer</i>						
M1 Garnicherbach östlich von Garnich				55	40	5
M2 Mamer östlich von Holzem				55	40	5
M3 Mamer östlich von Mamer				60	35	5
M4 Kehlbach östlich von Olm				55	40	5
M5 Mamer südlich von Kopstal	Spur			70	25	5
M6 Mamer südlich von Mersch				80	15	5
<i>Stromgebiet der Eisch</i>						
E1 Kaetschenbach nördlich von Clémency				50	45	5
E2 Wolleschbach nördlich von Clémency				45	50	5
E3 Eisch westlich von Grass				50	45	5
E4 Grendelbach westlich von Grass	5			55	35	5

	Montmorillonit	Corrensit	14 A-Mineral	Illit	Kaolinit	Quarz
E5 Eisch westlich von Grass				50	45	5
E6 Kohlerbach bei Kleinbettingen				80	15	5
E7 Eisch bei Hagen				55	40	5
E8 Eisch bei Steinfort				65	30	5
E9 Eisch östlich von Hobscheid				85	10	5
E10 Mündung des Bachs von Goebblange				85	10	5
E11 Eisch östlich von Koericherbach				85	10	5
E12 Eisch östlich von Septfontaines				75	15	10
E13 Eisch südlich von Ansembourg	Spur			85	10	5
E14 Eisch westlich von Mersch				85	10	5
<i>Stromgebiet der Sauer</i>						
S1 Sauer nördlich von Erpeldange			Spur	90*		10
S2 Sauer westlich von Diekirch			Spur	85*	10	5
S3 Weiße Ernz bei Imbringen		+		85	5	5
S4 Weiße Ernz südlich von Reisdorf				90	5	5
S5 Sauer östlich von Wallendorf				90*	5	5
S6 Schwarze Ernz südlich Grundhof			Spur	85	?	10
S7 Sauer nördlich von Wasserbillig			Spur	95*	—	5
<i>Stromgebiet der Syre</i>						
Sy1 Syre bei Oetrange		++		80	Spur	5
Sy2 Syre bei Betzdorf		++		80		5
Sy3 Biwerbach bei Wecker		+		85	Spur	5
Sy4 Woilbetsbach nordöstlich von Manternach			Spur	95		5
Sy5 Schleidbach nordöstlich von Lellig			Spur	95		5
Sy6 Syre bei Mertert		++		80		5
<i>Stromgebiet der Mosel</i>						
Mo1 Mosel bei Schengen				90	5	5
Mo2 Ahlbach bei Stadtbredimus				90	5	5
Mo3 Lenningerbach östlich von Canach		+		90		5
Mo4 Garbach bei Ehnen				90	5	5
Mo5 Donverbach bei Ahn				95		5
Mo6 Mosel bei Mertert	Spur			85	10	5

* Besteht zum Teil aus primärer Mika.

Tabelle 37 Die tonmineralogische Zusammensetzung rezenter Flußbettsedimente im Gutland.
The clay-mineral composition of recent riverbed sediments in South Luxemburg.

DAS FLUSSSYSTEM IM ALLGEMEINEN

Es fällt auf, daß das Bild des Flußsystems im Gutland verschiedene Grundrisse aufweist. Fast das ganze Gebiet wird durch die Mosel entwässert; nur ein kleiner Teil im äußersten Südwesten führt sein Wasser über die Chiers zur Maas ab. Die Neigung des mesozoischen Gesteins im Gutland ist, wie in der Einleitung bereits beschrieben, nach Westen oder Südwesten gerichtet. Ein konsequentes Flußsystem hätte auf diesem Gefüge eine nach Südwesten gerichtete Entwässerung gehabt. Im Gutland aber strömen nahezu alle Flüsse nach Norden oder nach Osten, also gegen die Schichtneigung oder im Streichen der Schichten. Als subsequente nach Osten gerichtete Flußläufe im Gutland können folgende erwähnt werden: die Wark, wo diese parallel zu der Flexur verläuft, welche den Übergang zwischen Ösling und Gutland bildet; die Attert; der Mittellauf der Sauer, der Mittellauf der Eisch und die Oberläufe der Mamer, der Pétrusse, des Drosbaches und der Alzette; Beispiele von obsequenten nach Norden gerichteten Flüsse sind: der Mittellauf der Mamer und der Alzette sowie die Weiße und Schwarze Ernz und die Syre. Konsequent nach Südwesten gerichtet ist nur der französische Teil der Chiers.

Wenden wir uns nun wieder der an diesen Flußbetten vorgenommenen Tonuntersuchung zu, so können wir auf Grund der bekommenen Zahlen der Tabelle 37 die Flüsse des Gutlands in folgende zwei Gruppen einteilen:

- I. Flüsse die, wenigstens in den ersten Kilometern ihres Oberlaufes, bis zu 40% Kaolinit enthalten. Hierzu gehören die Alzette, die Eisch, die Mamer und die Chiers, im Südwesten des Gutlands.
- II. Flüsse die keinen oder nur wenig Kaolinit abführen. Es sind die Attert, die Wark, die Sauer mit Nebenflüssen, die Syre und die Mosel mit ihren kleinen Nebenflüssen, im Osten und Norden des Gutlands.

I. Die Flüsse im Südwesten des Gutlands

A. Das Flußsystem im Südwesten des Gutlands

Die subsequenten Oberläufe der Mamer und der Pétrusse, des Drosbaches und der Alzette sind alle nach Osten gerichtet und machen den Eindruck, daß diese Flüsse alle einem nach Osten entwässernden System angehört haben. Es verlassen die Flüsse diese Richtung aber unvermittelt in dem Moment, wo sie sich in den Luxemburger Sandstein einschneiden, woselbst der Lauf nach Norden abbiegt. Sogar der Oberlauf der Eisch, oberhalb Steinfort, hat den Anschein einem alten, nach Osten gerichteten System angehört zu haben. Heutzutage schneidet sich der Fluß kurz nach Steinfort in den Luxemburger Sandstein ein, indem er nach Nordwesten abbiegt. Eine mögliche Fortsetzung des Oberlaufes der Eisch in östliche Richtung, also ein eventueller Taltorso, wird von der Niederung gebildet, durch welche die Eisenbahnlinie Arlon-Luxemburg östlich von Kleinbettingen verläuft und die nur 9 m über dem Tal der jetzigen Eisch liegt. Im Taltorso wurde kein Flußschotter gefunden.

Die Landschaft um die Oberläufe der Eisch, der Mamer, der Pétrusse und des Drosbaches liegt vorwiegend auf dem Sinemurien: den Arietenschichten und den fossil-

armen Tonen. Diese Plateaulandschaft bildet ein ausgesprochen flaches Element zwischen den Schichtstufen des Luxemburger Sandsteins und der Spinatusschichten. Dieses Landschaftselement möchte ich, ohne diesem Begriff eine morphogenetische Bedeutung beizumessen, hier als die Sinemurienebene bezeichnen. Die Höhe dieses 5 bis 8 km breiten Gebietes ist etwa 330 m ü. NN. Der Höhenunterschied ist nicht größer als 25 bis 30 m. Die Hänge sind nirgends steil, die Flußtäler sind weit und nirgends tief eingeschnitten. Die Gefällskurven der Flüsse welche die Sinemurienebene durchfließen sind in der Abb. 43 dargestellt.

Der steile Oberlauf der Mamer, wo diese sich in die Spinatusschichtstufe einschneidet, hat ein Gefälle von 11,5 ‰; die hierauf folgende Strecke von 5 km in der Sinemurienebene hat ein Gefälle von nur 1,25 ‰. Dieser flache Teil endet in einem scharfen Gefällsbruch dort, wo sich die Mamer in den Luxemburger Sandstein einschneidet.

Den flachsten Teil des Längsprofils der Eisch mit einem Gefälle von 1,2 ‰ findet man ebenfalls in der Sinemurienebene vor dem Gefällsbruch bei Steinfort.

Die Längsprofile der kleineren Bäche: der Pétrusse, der Bovent und des Drosbaches weisen die gleiche Dreiteilung auf: steilen Oberlauf, flachen Zwischenteil, Gefällszunahme beim Erreichen des Luxemburger Sandsteins. Der flache Zwischenteil hat bei diesen kleinen Flüssen aber ein größeres Gefälle als die entsprechenden Teile der Eisch und der Mamer.

Die südwestliche Begrenzung der Sinemurienebene wird durch die Schichtstufe der Spinatusschichten gebildet, welche im Ursprungsgebiet der Mamer eine relative Höhe von etwa 75 m hat. Zum Südosten hin aber nimmt die Bedeutung dieser Schichtstufe als reliefbildendes Element dadurch ab, daß die Spinatusschichten dort in eine mergelige Fazies hinüberwechseln. In der Umgebung von Pontpierre ist der Steilrand völlig verschwunden.

Die Spinatusschichtstufe hinwiederum begrenzt an der nordöstlichen Seite ein verhältnismäßig flaches Gebiet, das sich in südliche Richtung bis zur Doggerschichtstufe ausdehnt und das auf den Spinatusschichten und dem Posidonienschiefer gebildet ist. Dieses morphologisch flache Element wollen wir aus ähnlichen Gründen wie bei der Sinemurienebene, als die Spinatusebene bezeichnen. Östlich von Pontpierre, wo die Spinatusschichtstufe nicht mehr entwickelt ist, gehen die Spinatusebene und die Sinemurienebene niveaubeständig ineinander über (für die Morphogenese vergleiche man das XIII. Kapitel).

Die Wasserscheide zwischen Rhein und Maas liegt auf der Spinatusebene. Im südlichen Teil wird sie akzentuiert durch das Vorhandensein der drei Zeugenberge die vor der Doggerschichtstufe liegen und von denen der Zolverknapp bei Soleuvre der nördlichste ist. Von diesem Punkt an läuft die Wasserscheide zur Roemmert, biegt nach Nordwesten ab und verläuft über die durch den Posidonienschiefer gebildeten Höhen, u. a. den Lamerberg, nach Westen.

Der westliche Teil der Spinatusebene wird durch die Chiers entwässert. Dieser Maaszufluß hat, besonders in seinem Nebenfluß dem Mehrbach, ein auffallendes Erosionstal gebildet. Bei Hautcharage hat sich hierdurch eine Steilwand in den Spinatus-

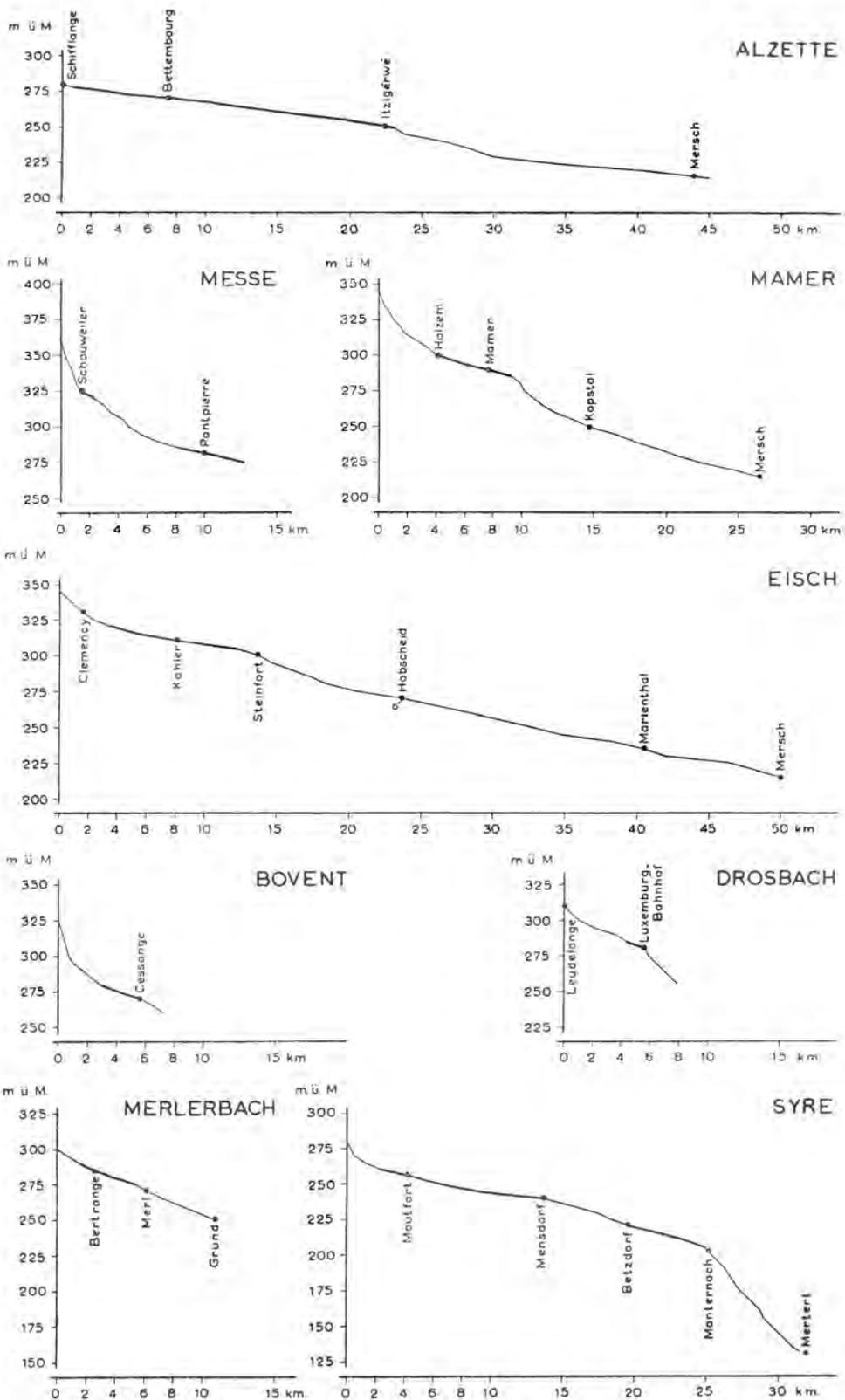


Abb. 43 Die Gefällskurven einiger Flüsse im Gutland.
The long profiles of some Gutland rivers.

schichten entwickelt und mehr stromaufwärts, wo der Bach den Namen Lorenzgraecht trägt, ist das Flußbett tief eingeschnitten. Diese auf rezente Erosion deutenden Erscheinungen fehlen bei den Moselzuflüssen in der Spinatusebene. Das Messetal z. B., das in den Spinatusschichten hineingesunken ist, besitzt einen breiten, flachen Talboden. Anscheinend ist die erosive Tätigkeit der Maas in diesem Gebiet größer als die der Mosel.

Der östliche Teil der Spinatusebene wird durch die Alzette und deren Nebenfluß die Messe entwässert. In einem sehr breiten Tal fließt die Alzette südöstlich von Pontpierre am Fuße der Doggerschichtstufe aus der Spinatusebene ohne eine Unebenheit im Längsprofil in die Sinemurienebene. Das Gefälle ist da sogar sehr klein (zur Förderung der Wasserführung hat man die Alzette kanalisieren müssen). Zwischen Schiffflange und Bettembourg ist das Gefälle 10/100. Auch bei der Alzette nimmt das Gefälle mit einem Bruch zu, wenn der Fluß den Luxemburger Sandstein erreicht.

B. Die Tonmineralien in den heutigen Flußbettsedimenten im Südwesten des Gutlands

Die kaolinitreichen Flußbettsedimente werden im großen und ganzen in der Spinatus- und Sinemurienebene gefunden. Von den Liasgesteinen enthalten die Spinatusschichten, die Margaritatusschichten und die fossilarmen Tone ziemlich viel Kaolinit. Wo die Flüsse in dieses Gestein eingeschnitten sind, findet man im Flußbettsediment den 40-prozentigen Kaolinitgehalt wieder. Beispiele hiervon sind die Messe, (A1, A2, A3), die Chiers (C1, C2, C3) und die Eisch (E1, E2) (vgl. Karte 2). Dennoch läßt sich nicht der Kaolinitgehalt aller Flüsse des südwestlichen Gutlands durch die Berührung mit den Spinatusschichten erklären. Der Bach bei Fennange (A5) und der Bibeschbach (A7) zum Beispiel haben keine Berührung mit diesem Gestein und besitzen trotzdem einen hohen Kaolinitgehalt. Hier sind es ausschließlich die Plateaulehme, die für die Lieferung dieses Materials verantwortlich gemacht werden können. Diese Bäche führen also heutzutage immer noch deutlich erkennbare Kaolinitmengen ab, insofern sie von Plateaulehmen geliefert werden, von einer Verwitterung herrühren deren klimatologische Bedingungen in einer Periode vor dem Oberreuverien (BAKKER und LEVELT, 1964) gesucht werden müssen (vgl. XIII. Kapitel).

Sobald die Flüsse die Sinemurien- und die Spinatusebene verlassen, geht, wie wir feststellen, der Kaolinitgehalt herunter. Im Längsprofil der Flüsse wird dieser Punkt durch einen Gefällsbruch bezeichnet. Für die Eisch z. B. liegt dieser bei Steinfort: die Probe E8 die unterhalb des Bruches genommen wurde enthält sichtlich weniger Kaolinit. Die Abnahme des Kaolinitgehalts unterhalb des Gefällsbruches hängt mit zwei Erscheinungen zusammen: erstens schneiden sich die Flüsse in den Luxemburger Sandstein, der nach JUNGERIUS (1958) bezüglich der Tonfraktion fast ganz aus Illit besteht. Vermischt sich das Verwitterungsprodukt dieses Gesteins mit dem kaolinithaltigen Material das der Fluß befördert, so wird der Prozentsatz des letzteren Tonminerals zurückgedrängt. Zweitens befinden sich unterhalb des Gefällsbruches auf dem Luxemburger Sandstein keine kaolinithaltigen Plateaulehme, sodaß die Flüsse auch eine etwaige Zufuhr aus den sekundären Kaolinitquellen entbehren.

Wieweit stromabwärts kann man den aus der Südwestecke des Gutlands kommenden Kaolinit noch feststellen? Die Eisch enthält bei ihrer Mündung in die Alzette bei

Mersch noch 10% Kaolinit. Der Gefällsbruch, oberhalb dessen der Prozentsatz 40 war, liegt 46 km stromaufwärts. Für die Mamer ist die Entfernung zwischen dem Gefällsbruch (40% Kaolinit) und der Mündung in der Alzette (15% Kaolinit) 17 km. Das sind ziemlich große Entfernungen, die darauf hinweisen, daß die Mengen Illitton, welche den Flüssen dort zugeführt werden, wo sie durch den Luxemburger Sandstein fließen, verhältnismäßig gering sind. Dies entspricht den von JUNGERIUS (1958) erwähnten Zahlen für den Tongehalt des Luxemburger Sandsteins. Für die nichtmergelartigen Schichten ist das 6 bis 8% < 2 Mikron.

Die Alzette verläßt bei Hesperange die Spinatus-Sinemurienebene. Die an dieser Stelle genommene Probe A9 enthält 40% Kaolinit. In wenigen Kilometern schneidet sich der Fluß durch den Luxemburger Sandstein hindurch und erreicht bei Dommeldange den unterliegenden Keuper. Drei Kilometer weiter, bei Walferdange (A11), ist der Kaolinitgehalt immer noch 40%. Obwohl die Alzette hier in den tonreichen, kaolinitlosen Keuper fließt und auch auf den Plateaus kein kaolinitreicher Lehm vorkommt, wird der Kaolinitgehalt nur langsam zurückgedrängt, sodaß bei Cruchten (A13), nach einer 21 km langen Strecke im Keuper, noch 10% Kaolinit gefunden wird. Unterhalb des Zusammenflusses mit der Sauer, die aus dem Oesling kommend bei Erpeldingen (S1) keinen Kaolinit befördert, wird bei Diekirch in der Tonfraktion immer noch etwa 10% dieses Minerals gefunden.

Die Schlußfolgerungen aus der Tonanalyse der Eisch, der Mamer und der Alzette sind folgende:

1. den erwähnten Flüssen wird in deren Oberläufen außer Illit etwa 40% Kaolinit zugeführt, der den Plateaulehmen und den Spinatusschichten, den Margaritatuschichten und den fossilarmen Tonen des Mittleren Lias entstammt;
2. unterhalb der Gefällsbrüche, wo sich die Flüsse in den Luxemburger Sandstein einschneiden, werden nur noch Illittone zugeführt, sodaß der Kaolinitgehalt in dieser Richtung allerdings langsam abnimmt;
3. bis in die Sauer bei Diekirch läßt sich der Einfluß der Kaolinitvorkommen im Südwesten des Gutlands noch feststellen.

Was die Geschwindigkeit der Abnahme des Kaolinitgehaltes in der Talrichtung des Flußbettes betrifft, lassen sich zwei Flußtypen unterscheiden:

- a. Flüsse, deren Tonzusammensetzung sich nach dem Verlassen der kaolinitreichen Südwestecke des Gutlands ziemlich schnell ändert. Diese Flüsse besitzen nur einen kleinen Oberlauf im kaolinitreichen Gebiet. Als Beispiel kann die Mamer angeführt werden.
- b. Flüsse, deren Tonzusammensetzung sich erst viele Kilometer nach dem Verlassen des südwestlichen Gutlands ändert. Bei diesem Flußtyp ist der Oberlauf im Kaolinitgebiet groß und weitverzweigt. Die Alzette ist hier das Beispiel. Das Bett dieses Flusses enthält nördlich der Stadt Luxemburg noch sehr lange ziemlich viel Kaolinit, sodaß in diesem Talabschnitt ein auffallender Gegensatz besteht in der Zusammensetzung des kaolinithaltigen Tons des Flußbettes und des praktisch kaolinitlosen Keupers, in den das Tal eingeschnitten ist. Dieser

Gegensatz kann so lange standhalten, weil der Oberlauf in der kaolinitreichen Südwestecke groß ist im Vergleich zu den sehr wenigen Nebenflüssen der Alzette in dem Talabschnitt zwischen Luxemburg und Mersch.

Die Zusammensetzung des Attert- und des Warktons weicht einigermaßen von der der anderen Nebenflüsse der Alzette ab.

Bei der Mündung der Attert bei Colmar (A14) findet man ein wenig Chlorit und ein Teil des «Illit»s besteht aus primärer Mika. Diese Komponenten werden durch den Devonischen Schiefer des Oeslings geliefert, wie das auch aus der Analyse der Sauerproben hervorgeht. Das Flußbett der Attert selbst liegt im Trias, aber ihre linken Nebenflüsse berühren alle das Devon, weil sie in der Flexurzone entspringen.

Der Ton aus der Wark bei Warken (A15) besteht vorwiegend aus Illit, von dem, wie bei der Attert, ein Teil primäre Mika zu sein scheint. Eine kleine Spur Kaolinit ist gefunden worden. In einer kleinen Menge kommt das bei den bisher besprochenen Flüssen noch nicht gefundene Corrensit vor. Bei der Behandlung der östlichen Flüsse wird sich zeigen, daß dieses Mineral dem Keuper entnommen wird.

Schließlich sei noch erwähnt, daß die Chiers und ihre Nebenflüsse (Probe C1, C2, C3) in der Spinatusebene 40% Kaolinit in der Tonfraktion enthalten. Die Zusammensetzung des Tons ist also völlig der der Zuflüsse der Alzette im Südwesten des Gutlands gleich.

II. Die Flüsse im Osten des Gutlands

Die Flüsse dieser Gruppe werden gekennzeichnet durch ihre kaolinitarmen Alluvien.

A. Das Flußsystem im Osten des Gutlands

Das Keupergebiet im Osten des Gutlands wird durch die Mosel und einige Nebenflüsse, von denen die Syre (31 km lang) der wichtigste ist, entwässert. Die Syre strömt anfangs nach Nordnordosten, biegt dann in weitem Bogen nach Osten und mündet bei Mertert in die Mosel ein. Die linken Nebenflüsse der Syre entwässern das ziemlich flache Gebiet zwischen diesem Fluß und der Schichtstufe des Luxemburger Sandsteins, die der Krümmung der Syre nach Osten in einer Entfernung von 2 bis 6 km folgt.

Rechte Nebenflüsse hat die Syre kaum; das Gebiet zwischen Syre und Mosel wird durch kurze (8 bis 9 km lange) Zuflüsse der Mosel entwässert. Das Gefälle dieser Zuflüsse ist viel größer als das der Syre. Die Quellgebiete liegen zwischen 280 und 320 m ü. NN., ihre Erosionsbasis, die Mosel, auf 130-140 m ü. NN. Das ergibt ein Durchschnittsgefälle von 18‰. Für die Syre ist dies 4,7‰. Eine Analyse der Gefällskurve der Syre (Abb. 43) zeigt, daß das größte Gefälle in den letzten 7 km vor der Mündung liegt. In diesem Flußteil ist es 10,8‰. Wo der Fluß parallel zur Mosel strömt, zwischen Moutfort und Wecker, ist das Gefälle nur 2,4‰. Das weite Tal ist in ein Niveau von etwa 300 m eingeschnitten,

das nach Nordwesten, zum Fuß der Liasschichtstufe, bis 340 m ansteigt. Auch auf der rechten Seite der Syre hat sich das 300 m-Niveau entwickelt. Darüber hinaus ragen bis zu 390 m der Kreckelsberg und der Widenberg; es sind Zeugenberge der Luxemburger Sandstein, die vor der Liasschichtstufe im Keupergebiet liegen. Die Syre strömt zwischen der Schichtstufe und deren Zeugenbergen hindurch.

Der Charakter des Syretales zwischen Moutfort und Wecker ist anders als der der kurzen Nebenflüsse der Mosel, wie der Donverbach, der Albach, der Garbach und der Lenningerbach. Letztere Flüsse stehen senkrecht zur Mosel und haben schmale, tiefe Täler und ein großes Gefälle. Die Syre läuft größtenteils parallel mit der Mosel in einem breiten Tal, das aus dem 300 m-Niveau ausgeräumt wurde; sie hat ein kleines Gefälle. Die Syre, deren Lauf zum Teil tektonisch bedingt ist, ist offenbar ein viel älterer Fluß als die kurzen Nebenflüsse der Mosel. Der letzte, 7 km lange, Teil der Syre zeigt eine Verjüngung als Folge des quartären Einschnitts der Mosel. Oberhalb Wecker hat sich die Syre noch nicht aufs neue eingeschnitten: es handelt sich hier um einen alten Flußteil, der im 300 m-Niveau oder in einem noch höheren Niveau angelegt wurde und jetzt noch flache Stücke in 245 und 215 m ü. NN. aufweist.

B. Die Tonminerale in den heutigen Flußbettsedimenten im Osten des Gutlands

Der Ton in den Flüssen des östlichen Gutlands, sowie in der Attert, der Wark und dem Unterlauf der Sauer enthält kaum oder gar keinen Kaolinit. Es sind ausgesprochene Illittonne, in denen weiter noch Quarz, manchmal Spuren Kaolinit, Chlorit und kleine Mengen Corrensit gefunden werden.

Die Sauer, die ebenso wie die Attert und die Wark Verbindung mit dem Devon des Oeslings hat, nimmt aus dessen Schichten Glimmer auf, der in der Fraktion < 1 Mikron neben Illit erkenntlich ist. Die Proben, in denen dieser «primäre Glimmer» vorkommt, sind in der Tabelle 37 mit einem * bezeichnet. Oft wird auch ein wenig Chlorit gefunden, der ebenfalls aus dem Devongestein stammen kann.

Ein Mineral, das wir bei der Wark schon erwähnten, ist Corrensit. Dieses dem Chlorit verwandte Mineral wurde erstmals von LIPPMANN (1954) in dem Keuper bei Maulbronn (Deutschland) beschrieben. In Luxemburg wurde dieses Mineral u. a. in der Syre gefunden, welcher Fluß sein Bett in dem Keupergestein ausgeschliffen und daraus dieses Mineral aufgenommen hat. LUCAS (1962) beschreibt Corrensit in Keuperablagerungen westlich von Audun-le-Roman. Bei der rezenten Untersuchung von GIJZEN und WESTERDUIN (mündliche Mitteilung) im Osten des Gutlands wird das Mineral Corrensit vielfach im Keupergestein und in dessen Verwitterungsprodukten gefunden. Daß es in dem Ton der Wark erkannt wurde, kann denn auch durch seine Verbindung mit dem Keuper der sich auch im nordwestlichen Gutland befindet, erklärt werden.

Beschränken wir uns jetzt auf den Kaolinitgehalt des Tons in den Flüssen im Osten des Gutlands. Der Ton ist kaolinitarm; ein Gehalt von 10% wird nirgends überstiegen. Sahen wir im Südwesten des Gutlands daß hohe Kaolinitgehalte im Alluvium mit dem Vorkommen kaolinitreicher mesozoischer Gesteine und mit alten Verwitterungslehmen zusammenhängen und daß außerhalb des Bereiches dieser «Kaolinitquellen» eine Ab-

nahme des Minerals bis zu minimalen Werten auftritt, so darf auf Grund der sehr kleinen Mengen Kaolinit in den Flüssen des östlichen Gutlands die Vermutung ausgesprochen werden, daß in diesem Gebiet keine «Kaolinitquellen» einigen Umfangs vorhanden sein werden.

1. Was die Muttergesteine betrifft, findet JUNGERIUS (1958) fast ausschließlich in den Roten Tonen einen ziemlich hohen Kaolinitgehalt (30%). Wegen der geringen Dicke haben diese Roten Tone als Kaolinitlieferanten keine Bedeutung. Der Hauptkeuper, der im Osten des Gutlands auf großen Strecken an der Oberfläche liegt, enthält nur Spuren Kaolinit.
2. Daß keine alten Verwitterungslehme gefunden wurden, entspricht der Feststellung LUCIUS', der hier nur sehr wenige Plateaulehme gefunden hat. Es muß hier noch bemerkt werden, daß manche von LUCIUS angegebene Plateaulehme im östlichen Gutland nur Spuren Kaolinit enthalten. Dies gilt u. a. für den großen, südöstlichen von Flaxweiler kartierten Plateaulehm auf etwa 340 m ü. NN. Dessen Tonzusammensetzung ist: 85% Illit, eine Spur Kaolinit, 5% Quarz und etwas Corrensit.

Auf Grund des bisher Gesagten darf man für den Ostteil des Gutlands annehmen, daß keine kaolinitreichen Verwitterungslehme vorhanden sind, sodaß dieses Gebiet sich wohl sehr stark vom Südwesten des Gutlands unterscheidet. Dennoch muß der Osten des Gutlands ebenfalls das Klima gekannt haben, bei dem es zu einer Kaolinitbildung kommen konnte.

Es ist daher eine interessante Frage, warum in der Ebene des östlichen Gutlands, östlich und südöstlich der Luxemburger Sandsteinschichtstufe, kein Verwitterungston mit einem hohen Kaolinitgehalt vorkommt. Will man eine befriedigende Erklärung finden, so achte man auf folgende Umstände:

1. Östlich und südöstlich der Schichtstufe des Luxemburger Sandsteins liegt ein ausgedehntes Plateau in einer Höhe von 300 bis 340 m ü. NN.
2. Auf diesem Plateau finden wir statt des Plateaulehms bedeutende Mengen Schotter.
3. Dieser Schotter kann, trotz des hohen Quarzgehaltes, nicht sehr alt sein, denn er enthält noch ziemlich unversehrte Granitgerölle. Auf Seite 188 wird darauf hingewiesen, daß dieser Schotter schwerlich älter als Oberreuverien sein kann; übrigens ist auch der Plateaulehm südöstlich von Flaxweiler auf 340 m ü. NN. vermutlich noch jünger.
4. Weiter muß man sich vergegenwärtigen, daß dieser granithaltige Plateauschotter sich bis sehr weit westlich der Mosel ausdehnt. Sogar wenn man den Schotter auf 340 m ü. NN. bei Gondrange nicht als echten Moselschotter betrachtet, so darf man doch nicht vergessen, daß in der Umgebung von Gostingen Moselschotter in einer Entfernung von 5 km von der Mosel vorkommt.

Eins und das andere veranlaßt mich, das Plateau auf etwa 300 bis 340 m westlich der Mosel größtenteils als eine richtige Flußebene aufzufassen, welche durch die laterale Erosion von Flüssen gebildet wurde, nachdem das feste Gestein durch eine vorangehende Verwitterung stark erosionsanfällig geworden war. Die Flußerosion und die Denudation haben nichts mehr von den etwaigen Plateaulehmen geschont. Ebensowenig sind bis jetzt Anzeichen einer namhaften Verbreitung alter Plateaulehme unter dem Schotter hervorgetreten. Wäre das der Fall gewesen, so hätte man dies mit Leichtigkeit am Kaoli-

nitgehalt des Alluviums der heutigen Flüsse feststellen können. Da aber Kaolinit in diesen Flüssen des östlichen Gutlands nur in sehr geringen Prozentsätzen vorkommt, muß man wohl annehmen, daß auch unter dem Schotter kein dicker Horizont von kaolinitreichen Verwitterungsprodukten vorhanden ist. Dies bringt mich zur Auffassung, daß während oder kurz vor der Sedimentation des Schotters der Mosel samt deren Nebenflüssen im 300-400 m-Niveau des östlichen Gutlands der etwaige Plateaulehm abgeführt wurde. Es ist also vorwiegend die Lateral- und Tiefenerosion der schon damals wichtigen Mosel samt deren Nebenflüssen gewesen, welche die ältere Plateaulehme beseitigt hat. Es ist verlockend, anzunehmen daß die laterale Erosion dieser Flüsse hier größtenteils für das starke Zurückweichen der Luxemburger Sandsteinschichtstufe verantwortlich gemacht werden muß. Diese Frage dürfte aber komplizierter sein. Im nächsten Kapitel kommen wir noch darauf zu sprechen.

Obendrein kann hier noch daran erinnert werden, daß in der Umgebung von Bettembourg die Lage sich eigentlich nicht so stark von der auf den hohen Plateaus in der Nähe der Mosel unterscheidet. Auch bei Bettembourg ist ja auf dem 300 m-Niveau unter den Flußsedimenten keine Zone mit intensiv verwittertem Material mehr vorhanden.

WEITERE BEMERKUNGEN ÜBER DIE HYDROGRAPHISCHEN VERHÄLTNISSE DES GUTLANDS

Im XIII. Kapitel kommen wir zu der Folgerung, daß die klimatologischen Bedingungen in denen die Plateaulehme entstanden, in der Zeit vor dem Oberreuverien gesucht werden müssen, womit ein Terminus ante quem gemeint ist. Diese Plateaulehme folgen mehr oder weniger dem Profil der Schichtstufenlandschaft. Wir finden diese Lehme ebensowohl am Fuß einer Schichtstufe, in etwa 300 m ü. NN., wie oben am Gipfel auf z. B. 400 m. Dabei ist zwar zu erwähnen daß die Plateaulehme oberhalb 330 m einen viel intensiveren Verwitterungsgrad zeigen als die Lehme in 300-330 m Höhe, was mit ihrem verschiedenen Alter und mit dem Klima, unter welchem sie entstanden sind, zusammenhängt.

Die Flüsse im Südwesten des Gutlands gehörten m. E. einst einem östlich gerichteten hauptsächlich subsequenten Flußsystem an. In diesen Flußteilen findet man mehr oder weniger auffällig flache Stücke im Längsprofil (Abb. 43). Die folgenden Verflachungen in den Oberläufen fallen am deutlichsten auf:

1. Die höchsten in etwa 320 m (Messe 320-325 m; Eisch 300-320 m),
2. In allen Flüssen tritt eine deutliche Verflachung in rund 275 m auf (Bei der Alzette soll der Teil der Verflachung, die auf dickem Sediment ruht, nicht mitgerechnet werden)
3. Im Flußbett der Mamer ist eine kleine Verflachung in rund 300 m vorhanden.

Die morphologische Entwicklung der Landschaft weist hier auf eine episodische Hebung, die die Flüsse wiederholt zum Einschneiden zwang. Weil die Sedimente (ev. Plateaulehme) in rund 300 m bei Bettembourg keine starke Kaolinitanreicherung durch Verwitterung aufweisen, kann ihr Alter nicht höher als etwa Spätreuverien sein. Damit ist auch das Alter der ersten Zerschneidungsphasen der Oberläufe unserer Flüsse mehr oder weniger festgelegt. Sie stammen alle aus der Wendezeit Pliozän-Quartär oder aus dem

(früheren) Quartär. Nur die 320 m Verflachung im Messetal könnte, so weit es ihre erste Anlage betrifft, etwa Unter- bis Mittelreuverien sein.

Durch Anzapfung wurde dem subsequenten östlich gerichteten Flußsystem der Zusammenhang entrissen. Die Räuber waren die S-N gerichteten Mittelläufe der Eisch, der Mamer und der Alzette.

Die Baeckerootschen Theorien zur Erklärung des hydrographischen Grundrisses des Gutlands

BAECKEROOT (1942) hält das Alter der Schichtstufenlandschaft im Gutland für präpliozän¹⁾. Seine weiteren Ansichten über die Entwicklung des Flußsystems unterscheiden sich aber stark von den meinigen: das konsequente Flußsystem dieser Schichtstufenlandschaft wäre nach Südwesten gerichtet gewesen; Flüsse wie die Alzette, die Eisch und die Mamer wären alle über die Chiers zur Maas geflossen. Das heutige Flußsystem aber hält BAECKEROOT für epigenetisch. Es wäre im Pliozän in der vordem mit Akkumulationstrümmern gedeckten Schichtstufenlandschaft gebildet, wonach die pliozäne und quartäre Hebung eine Einschneidung und Festlegung der Flüsse verursacht hätte, bei der die pliozänen Sedimente zwischen den Schichtstufen beseitigt würden. So könnten sich die Flüsse unabhängig von der Struktur in die wieder freikommende Schichtstufenlandschaft einschneiden. Das neue Flußsystem, in das Teile präpliozäner Täler aufgenommen würden, entspräche mit seinen vielen obsequenten Strecken, seinen schroffen Kursänderungen und Gefällsbrüchen nicht der geologischen Struktur des Gutlands. In BAECKEROOTS Betrachtungen wären die östlich gerichteten Oberläufe der Mamer und der Alzette Reste des präpliozänen, nach Westen (nach der Chiers) entwässerten Systems gewesen. Dieses alte konsequente Flußsystem würde durch junge obsequente Flüsse — die jetzigen Mittelteile der Mamer und der Alzette — angezapft, was eine Änderung der Strömungsrichtung der Oberläufe in die Gegenrichtung zur Folge hätte.

Auf Grund verschiedenster Argumente bin ich der Meinung, daß BAECKEROOTS Auffassung unrichtig ist. Ich will hier der Reihe nach verschiedene Punkte, die sich schlecht mit BAECKEROOTS Ansichten vereinigen lassen, besprechen.

1. Im südöstlichen Teil des Gutlands kann man wenigstens zwei Phasen in der älteren Flußakkumulation feststellen.

a. Wie wir schon im III. Kapitel ausführlich behandelten, findet man auf etwa 300 m bei Bettembourg zweiphasige Flußsedimente, die fälschlich als Plateaulehme kartiert worden sind. Diese Flußsedimente weisen einen sehr niedrigen Kaolinitgehalt auf, was mit der Tatsache übereinstimmt, daß im Vergleich zum Muttergestein keine Anreicherung des Kaolinitgehalts stattgefunden hat. Damit stimmt auch überein, daß in diesen zweiphasigen Sedimenten *nicht-entkalkte* Doggerkalksandsteingerölle vorkommen. Daß die Kalksandsteingerölle noch immer nicht auseinander gefallen sind deutet auf eine nicht sehr intensiven postsedimentäre Verwitterung. Das Sediment im 300 m-Niveau kann also kein hohes Alter haben.

1) Bekanntlich rechnen die französischen Forscher das Pont noch zum Miozän.

Der feine Schotter, der DE RIDDER (1957) im 330-335 m ü. NN. westlich von der Mosel bei Gostingen auf dem Herrenberg beschreibt, hat neben sehr viel Quarz einige Granitgerölle. Bei einer etwas stärkeren Verwitterung zerfallen Granite ziemlich schnell und eignen sich dann nicht für Transport. Das Vorkommen von Granit in 300 m und 330-335 m die Mosel entlang weist wiederum auf ein verhältnismäßig junges Alter hin. Die etwas größere Höhenlage des Herrenbergsschotterers muß wahrscheinlich jüngeren tektonischen Hebungen zugeschrieben werden.

b. Im zentralen und westlichen Gutland, nördlich der Straße von Holzem nach Mamer, findet man ein ausgedehntes Plateaulehmorkommen in 320-340 m ü. NN., das vereinzelte Quarzgerölle und abgerundete Eisenkonkretionen enthält. Dieser Plateaulehm ist da in situ verwittert und die sehr spärlichen Schotterreste müssen durch altiplanative Erniedrigung von einem höheren Terrassenniveau herrühren. In ungefähr gleicher Höhe liegt ein von VAN DER POST und BAKKER in den letzten Jahren in der Umgebung von Junglinster festgestellter feiner Kieseloolith-Schotter. Besonders schön konnte man dies beim Straßenbau bei Gondrange in einer Höhe von etwa 335 bis 340 m ü. NN. sehen. Dieser feine Schotter zeigt aber einen hohen Verwitterungsgrad, den man namentlich bei den Kieseloolithen feststellen kann. Neben diesen Kieseloolithen findet man da Quarz und lydirtartiges Material. Die grobsten Gerölle haben einen Durchschnitt von 3 bis 4 cm, das feinere Material mißt 0,5 bis 2 cm. Auf Grund des hohen Verwitterungsgrades der Kieseloolithe muß dieses Material als älter als das Oberreuverien betrachtet werden. Wir denken hier an Unterreuverien oder Brunssumien.

Höher als etwa 340 m ü. NN. ist bisher im südlichen Gutland kein Schotter bekannt. Wäre BAECKERROOTS Theorie richtig, so implizierte dies, daß sei es die Jüngere, sei es die Ältere der zwei eben genannten Schotterablagerungen bis zum Gipfel der Schichtstufenlandschaft im südlichen Gutland, d. h. also bis zu etwa 400 m ü. NN. oder noch höher, gereicht hätte. Da über etwa 340 m kein Schotter vorkommt, fehlt dieser Hypothese jede reelle Unterlage.

2. Sollte BAECKERROOT von dem Gedanken, die höheren, bis zu etwa 400 m ü. NN. reichenden Plateaulehme seien Reste einer alten Akkumulationsdecke ausgegangen sein, so muß diese Ansicht aufs entschiedenste widerlegt werden. Wie im vorigen Kapitel dargelegt wurde, sind die höchsten Plateaulehme des Gutlands alle Reste von Verwitterungsprodukten in situ. Wenn man einigen äolischen Einfluß außer Betracht läßt, kann man sagen, daß bei den Plateaulehmen in einer Höhe von 350-400 m ü. NN. kein einziges Anzeichen von Sedimenten gefunden wurde.

3. In der Flexurzone zwischen Gutland und Oesling findet man bekanntlich verschiedene Basiskonglomerate triassischen Alters. BAECKERROOT glaubte, hier mit Pliozänschotter zu tun zu haben und betrachtete diese Konglomerate als einen Beweis seiner dicken pliozänen Akkumulation. LUCIUS (1948) hat schon auf die Unrichtigkeit dieser Anschauung hingewiesen.

Im Warkgebiet, am Nordrand des Gutlands glaubte STEFFEN (1951), Terrassenschotter in etwa 400 m ü. NN. gefunden zu haben, u. a. auf dem Lopert bei Ettelbrück. Unser Mitarbeiter P. VERHOEF (mündliche Mitteilung) hat festgestellt, daß es sich hier

um triassischen Schotter handelt, der nahe an der Oberfläche ziemlich intensiv verwittert ist. Der Schotter hat oben im Paket eine verwitterte Außenseite, der Kern ist aber noch gesund. Dieser Schotter hat genau dieselbe Zusammensetzung wie alle triassischen Konglomerate in der Nähe der Flexurzone mit sehr vielem bunten Material (Quarziten und Sandstein). Er unterscheidet sich in Habitus völlig von dem mageren pliozänen Schotter, der anderswo im Gutland und in Westeuropa gefunden wird. Er kann also nicht als Beweis für eine spätpliozäne bis frühquartäre Schotterakkumulation dienen; er ist nichts anderes als triassischer Schotter, dessen oberster Teil verwittert ist.

4. LOUIS (1953), BAKKER und LEVELT (1964) haben darauf hingewiesen, daß im Spättertiär wichtige Schotterakkumulationen aufgetreten sind, die oft ältere Pedimente bedecken. Auf Grund der Schotterzusammensetzung und des geringen Verwitterungsgrades des Tonbestandteiles muß man annehmen, daß sich solche Schotterakkumulationen vorwiegend im Übergang Pliozän-Pleistozän vollzogen haben. Bisher aber fand ich im Gutland keine Anzeichen dafür, daß diese Trümmerakkumulationen dicker als 20 bis 30 m gewesen sein können. Bei Bettembourg liegen die zweiphasigen Flußsedimente in 290-305 m ü. NN., sie kommen aber nicht auf den etwas höheren Terrassen von ungefähr 325 m vor. Wenn sie also auf letzteren Terrassen nicht weg denudiert sind, muß man wohl annehmen, daß die Dicke der ursprünglichen Flußakkumulation in diesem Gebiet 20 m kaum überstiegen hat.

5. Betrachtet man die Richtung der jetzigen Hydrographie, so fällt es auf, wieviele Flüsse im Gutland noch eine subsequeunte Richtung haben. Wären tatsächlich, wie BAECKEROOT annimmt, sogar die 400 m-Plateaus mit Schotter bedeckt gewesen, so läge kein einziger Grund vor, warum das Flußgefüge noch so auffallend den Charakter einer Schichtstufenhydrographie hätte. Man würde vielmehr annehmen, daß die sich auf der Schotterdecke immer wieder verlegenden Flüsse ein viel unregelmäßigeres Gefüge hätten als heute in vielen Teilen des Gutlands der Fall ist.

Obendrein sei noch darauf hingewiesen, daß sich auch zur Datierung der Entstehung der Gutlandhydrographie, so wie BAECKEROOT sie annimmt, noch wohl einiges sagen liesse. Wir kommen hierauf im nächsten Kapitel noch zu sprechen.

XIII. KAPITEL

BETRACHTUNGEN ÜBER DIE BEZIEHUNG ZWISCHEN RUMPFFLÄCHEN, PEDIMENTE, ALTIPLANATIONSFLÄCHEN UND SCHICHTSTUFENLANDSCHAFTEN IN ZUSAMMENHANG MIT DER PLATEAULEHMUNTERSUCHUNG

Bei der Betrachtung der hier genannten Probleme bedarf es zunächst eines Überblicks der Chronologie der Prozesse in Zusammenhang mit den tertiären Klimaänderungen. Diese Betrachtung kann kurz sein, da sie allgemeiner und ausführlicher in BAKKER und LEVELT (1964) behandelt wurde. Aus einer vergleichenden Untersuchung, die sich über verschiedene Gebiete Europas ausdehnt, geht hervor, daß das Tertiär durch eine Abwechslung von feuchtwarmen Klimaten und trockenen bis sehr trockenen Perioden gekennzeichnet wird. Die ersteren sind nicht nur durch Braunkohlenbildung, sondern auch durch tiefe Verwitterungsprofile mit einer mehr oder weniger starken Bildung von Kaolinit gekennzeichnet. Die letzteren sind durch das Auftreten von Verkieselungen sowie durch das Vorkommen von bestimmten Mineralien wie Palygorskit und Cölestin und Ablagerungen von Gips und Salz charakterisiert. Der schnelle Wechsel von Klimaten, zwischen denen selbstverständlich Übergangsperioden mit Klimaten eines mehr mediterranen oder subtropischen Charakters vorkamen, hat für die Bildung von Rumpfflächen und Pedimenten eine sehr wesentliche Bedeutung gehabt. Einerseits konnte in oder bei den Flußebenen eine tiefe Verwitterung auftreten, durch die Pedimente entstehen konnten. Andererseits waren die Wasserscheiden zwischen den Pedimenten besonders in den Perioden, wo die Klimata trockener und die Vegetation dünner wurden, einer starken Denudation ausgesetzt, durch welche die Rücken zwischen den Pedimenten den Charakter von Altiplanationsflächen erhielten, die bei ausreichend langer Dauer einer tektonischen Ruheperiode in eine wirkliche Erdrumpffläche hinübergehen konnten. Wie es auch schon in BAKKER und LEVELT (1964) erwähnt wurde, muß nicht ein Klima für den Prozeß der Erdrumpffläche und der Pedimente verantwortlich gemacht werden, wie das vor allem JESSEN (1936, 1938) und BÜDEL (1958) vorbrachten; es muß vielmehr ein regelmäßig wiederkehrender Wechsel von trockenen und feuchten Klimaten als Ursache der Entstehung von Pedimenten und eventueller Erdrumpffläche betrachtet werden. In diesem Zusammenhang sei besonders die Theorie von VAN DER HAMMEN (1957) über eine zwei- und sechsmillionenjährige Periodizität im Tertiär hervorgehoben. Die Untersuchung von BAKKER und LEVELT (1964) enthält starke Hinweise für das tatsächliche Vorhandensein einer solchen Periodizität, während sie auch darauf hinweist, daß die Theorie von JESSEN (1936) mehr für feuchttropische bis Savannenklimate bzw. Cfa-Klimate gilt, wogegen sich BÜDELS Theorie der «doppelten Einebnungsfläche» eher mit Prozessen, sowie sie sich in ariden Gebieten entwickeln, in Einklang bringen läßt.

Es scheint, daß die meistens zentral feuchttropischen Klimate vor allem (auch hier aber durch aride Perioden abgewechselt) am Ende des Eozäns bis zum Ende des Oligozäns auftreten. Neben den Ergebnissen von SZAFER (1961) weisen u. a. die sehr tiefen vor-miozänen Verwitterungszonen in der Schweizer Jura, in der Tschechoslowakei und in Polen (vgl. BAKKER und LEVELT 1964) darauf hin. Diese tiefen Profile sind durch eine extreme Kaolinitdominanz, sogar in Böden auf Kalkstein (POKORNY 1963), gekennzeichnet.

Im Miozän, wenn man das Pont nicht dazu rechnet, kann man wenigstens drei extrem trockene Perioden anweisen und zwar eine am Ende des Aquitans (Salzablagerungen Mainzer Becken, WENZ 1921, und Silizifikationserscheinungen, BAECKEROOT 1929), eine zweite im Torton (Salzablagerungen von Wielicka) und eine dritte am Ende des Sarmats (Silizifikationserscheinungen auf dem Lubliner Plateau, TURNAU-MORAWSKA 1949). Dabei muß an Wüsten- und Steppenklimate gedacht werden. Selbstverständlich gibt es zwischen diesen ariden Klimaten und den feuchtwarmen Perioden Übergangszeiten, auf die auch SZAFER (1961) hinweist.

Soweit uns bekannt haben die feuchtwarmen Perioden des Miozäns einen marginal tropischen Charakter (ZAGWIJN 1960, SZAFER 1961, BAKKER und LEVELT 1964). In der letzten Veröffentlichung ist dieser Klimatyp, zum Teil in Anschluß an JESSEN (1938), als Yucatan-Floridatyp bezeichnet worden.

Was die Tonzusammensetzung betrifft, fällt es auf, daß, soweit eine Datierung möglich ist, die miozänen Verwitterungsprofile aus den marginal tropischen Perioden im allgemeinen durch eine weniger ausgesprochene Kaolinitdominanz gekennzeichnet sind. Man vergesse hierbei aber nicht, daß von Bodenprofilen auf den Plateaus im allgemeinen nur die unterste Zone, d. h. also die Übergangzone zum Muttergestein, erhalten wurde. SLUITER und PANNEKOEK (1964) beschreiben abgeschnittene tertiäre Böden in El Bierzo (Gebirge von West-Léon, NW Spanien), wo von der Paläosole nur örtlich der C-Horizont behalten wurde. Es ist daher keineswegs ausgeschlossen, daß die höheren Teile solcher Profile in Luxemburg, die durch denudative Prozesse verschwunden sind, bedeutend mehr Kaolinit enthalten haben als man heute in der Übergangzone zu finden pflegt. Auch die Tatsache, daß die uns bekannten miozänen Sedimente, wie die weißen Sande im niederländischen Süd-Limburg und der Fischbach-Ton, neben Kaolinit eine nicht unbeachtliche Menge Ton vom illitischen Typ enthalten können, setzt uns nicht dazu in Stand, einen vollen Einblick in den Verwitterungszustand der feuchtwarmen miozänen Klimate zu bekommen. Noch abgesehen von eventueller postsedimentärer Illitinfiltration, die sicher in groben Sanden eine Rolle gespielt haben kann, kann ja während des Transports und der Sedimentation von Material unter feuchtwarmen Verhältnissen im Miozän, auch illitischer Ton, der von älteren Sedimentgesteinen stammte, dem Sediment zugefügt worden sein. Starke differenzielle Bodenbewegungen in Mittel- und Westeuropa haben die Vertikalerosion der aufgehobenen Randgebiete gefördert. Wirkte diese schnell, so wird auch weniger stark desilizifizierter Ton, wie Illit, ins Sedimentationsbecken angeführt worden sein.

Am Ende des Miozäns tritt eine bedeutende Klimaänderung auf, bei der die Bedeutung der «Palmenflora» nach ZAGWIJN (1960) stark zurückgeht. Im Susterien (Pont)

im Brunssumien (Plaisansien) und im Unter- und Mittelreuverien (Astien) treten Floren auf, deren klimatologisches Milieu als ein «Palmengrenzklima» (BAKKER und LEVELT 1964) gekennzeichnet werden kann; es muß dabei an das Klima an der äquatorialen Seite dieser Grenze gedacht werden. Es liegen aber auch Hinweise vor, in Polen (ROZYCKI 1961, POKORNY 1963) wie in Österreich, daß im Pliozän, bevor es kälter wurde, auch trockenere Perioden mit Silizifikationserscheinungen vorkamen. Die wärmeren Perioden schwankten wahrscheinlich zwischen einem feuchten subtropischen Golfstaatenklima und einem sommertrockenen mediterranen subtropischen Klima.

Sehen wir uns die Sedimentation im niederländischen Süd-Limburg an, so zeigt sich, daß die Tonablagerungen des Susteriens, des Brunssumiens und des Unter- und Mittelreuveriens vielfach eine Kaolinitdominanz aufweisen, doch daß daneben beträchtliche Mengen Illit auftreten können. Auch hier gilt natürlich wieder, daß eine solche Beckensedimentation im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen nicht als ganz repräsentativ für den Verwitterungszustand der Randgebietplateaus betrachtet zu werden braucht.

Am Ende des Pliozäns treten zwei kühlere Perioden auf, und zwar am Anfang des Reuveriens mit einer Bedeutungszunahme von Pinus und eine starke Abkühlung nach einer warmfeuchten Periode im Oberreuverien. Die Tonzusammensetzung des Oberreuverien-Sedimentes im niederländischen Süd-Limburg zeigt einen Kaolinitgehalt, der nur wenig von dem des Tiglien-Tons abweicht, und zwar etwa 20 bis 25%.

In der Typlokalität Tegelen, deren Sediment wir zum Villafranchien rechnen, zum Anfang des Quartärs also, ist der Kaolinitprozentsatz in der Fraktion unter 1 Mikron des tonhaltigen Sediments etwa 10%. Im abgeschnittenen gelbroten Bodenprofil oben in der Tegelen-Ablagerung war der Kaolinitgehalt meistens etwa 15%. Der im allgemeinen niedrige Kaolinitgehalt im Tiglien entspricht dem, was BOUR (1960), für den ich eine Anzahl Tonanalysen des Villafranchiens ausführte, in Zentral-Frankreich fand.

Das Verhältnis von dem durchschnittlichen Kaolinitgehalt des gelb-roten Bodenprofils oben im Tiglien zu dem des unterliegenden, blaugrauen, tonig-sandigen Sediments ist bezeichnend für einen ziemlich geringen Verwitterungsgrad des Materials in dieser Periode. Das Bodenprofil kann nicht sehr dick gewesen sein und die Kaolinitanreicherung ist durchschnittlich nicht größer als 10%.

Obenstehende Ergebnisse können uns einigermaßen helfen bei der annähernden Datierung einer Anzahl Verwitterungserscheinungen im Gutland.

Eine allgemeine Einteilung der Formassoziationen im Gutland nach ihrer Höhenlage

Zum Teil in Anschluß an LUCIUS (1948 und 1950) können wir die flachen Teile der höheren Formassoziationen des Gutlands in drei Gruppen einteilen:

- A. Diejenigen, die höher als etwa 360 m liegen, unter denen besonders die Plateaureste in etwa 400-420 m die Aufmerksamkeit verdienen.
- B. Eine Anzahl Niveaus, die zwischen etwa 320 und 360 m liegen.
- C. Die Niveaus, die in etwa 300 m (in erweitertem Sinne 275-310 m) vorkommen.

Im jetzt folgenden werden diesen drei Niveaugruppen nur einige allgemeine Betrachtungen gewidmet.

ad A. Die Formassoziationen über 360 m ü. NN.

1. Hypothese von LUCIUS

Was die höheren Formassoziationen betrifft, so läßt sich die Entwicklung der Landschaft, so wie LUCIUS (1950) sie in «La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise (Oesling)» beschreibt, nicht ganz mit seinen Auffassungen in «Das Gutland» (1948), über die Landschaft in der die jungtertiären Bildungen entstanden, in Einklang bringen.

- a. In der erstgenannten Arbeit betont er, daß sich der Oesling und das Gutland am Ende des Pliozäns weder topographisch, noch stratigraphisch voneinander unterscheiden ließen. Die Entwicklung zu der Situation, die wir jetzt kennen: das bis zu 500 m ü. NN aufgehobene Devon im Oesling und das noch ganz von mesozoischen Sedimenten eingenommene Gutland mit den höchsten Punkten auf etwa 400 m, nahm nach LUCIUS erst am Ende des Pliozäns einen Anfang, als Folge differentieller Bodenbewegungen, bei denen der stärker aufgehobene Oesling intensiver von Erosion angegriffen wurde. Vor dieser Differentiation bildete das 500 m-Niveau des Oeslings ein Ganzes mit der Rumpffläche, welche heute durch die 400 m-Gipfel des Gutlands angegeben wird. Nach dieser Anschauung fängt die Ausräumung der mesozoischen Sedimente im Gutlands, und somit die Bildung der Schichtstufenlandschaft, erst am Ende des Pliozäns an. Die soeben erwähnte Rumpffläche wurde durch eine Flexurbewegung in zwei verschiedene Niveaus von 400 m und 500 m gespaltet.
- b. Von den jungtertiären Bildungen handelnd führen LUCIUS' (1948) Betrachtungen zu Schlußfolgerungen betreffs der morphologischen Entwicklung des Gutlands, welche mit dem Vorangehenden nicht ganz übereinstimmen. Er bemerkt, daß die nicht umlagerten Vorkommen dieser Bildungen älter als das heutige Talsystem sind. «Sie greifen über die verschiedenen, zum Teil abgetragenen Stufen des Lias und bildeten eine zusammenhängende Decke in welcher die heutigen Taltröge mit ihren oberen Flurterrasseflächen und tieferen Flußterrassen angelegt wurden. Sie sind also jedenfalls vorpliozän.» LUCIUS sagt dann weiter, daß die in dieser Formation vorkommenden Quarzite sowohl westlich wie östlich von Luxemburg datiert werden konnten. In der Umgebung von Sedan werden die Quarzite, auch «pierre de Stonne» genannt, zum Aquitan gerechnet. In der Südeifel sind die Quarzite, als Braunkohlenquarzit bezeichnet, gleichaltrig mit den Braunkohlenvorkommen, die nach ihren Pflanzenresten zum Untermiozän gehören. Aus diesen Gründen nimmt LUCIUS an, daß die Luxemburger Formation zum Untermiozän gehört. Sie ruht auf einer «vormiozänen Einebnungsfläche zwischen 320 und 350 m. Sie sind älter als die heutigen Verwerfungen und als die jüngeren Heraushebungen, welche den Gegensatz zwischen Oesling und Gutland schufen und die heutige Umrandung des Luxemburger Mesozoikums bestimmten.» Nach dieser Auffassung von LUCIUS wäre die Ausräumung des Mesozoikums im Gutland im Miozän schon weit vorgeschritten. Dies widerspricht also deutlich der unter a. genannten Auffassung, in der behauptet wurde, daß die Einebnungsfläche,

welche sich über den Oesling und das Gutland ausdehnte, und deren Lage im letzteren Gebiet durch die 400 m-Gipfel angedeutet wird, erst am Ende des Pliozäns eingeschnitten wäre.

2. Weitere Betrachtungen über die Initialformen der höchsten Teile des Gutlands.

Es ist klar, daß meine Untersuchungen darauf hinweisen, daß eine eventuelle ältere Oberfläche im Gutland schon vor dem Oberpliozän stark verschnitten war. Wir kommen bei der Besprechung der Formassoziationen zwischen 320 und 360 m, sowie bei denen in etwa 300 m ü NN., darauf zurück.

LUCIUS (1948, S. 317) hat den lokalen Transport der jungtertiären Bildungen, die in verschiedenen Niveaus über 300 m gefunden wurden, stark betont. Meiner Meinung nach ist die Bedeutung dieses Transports viel geringer als LUCIUS angibt. Sämtliche Plateaulehme über einer Höhe von 360 m, aber auch viele tiefer liegende, können mit Ausnahme der periglazialen Formationen, schwerlich anders als autochthon verstanden werden. Merkwürdig ist auch, daß über 360 m bis jetzt keine Spur einer Schotterdecke gefunden wurde, ja, daß nicht einmal ein Stückchen Schotter festgestellt werden konnte. Wohl kommen über 360 m viele Eisenkonkretionen in den Plateaulehmen vor. Es fällt auf, daß über 360 m nirgends Quarzite (pierre de Stonne) gefunden wurden.

Diese Tatsachen müssen doch wohl darauf hinweisen, daß die Formassoziationen, die in etwa 400 m im Gutland vorkommen, als Formen aufgefaßt werden müssen, die während sehr langer Perioden der Verwitterung und der denudativen Altiplanatation ausgesetzt gewesen sind. Eine Entwicklung also, die sich über der Erosionsbasis, außerhalb der Flußeinwirkung mit Flußschotterablagerungen, vollzog. Das Vorhandensein deutlicher Verwitterungsprofile *in situ* und das Fehlen von Schotter machen es doch wohl fraglich, ob die höchsten Plateaus des Gutlands tatsächlich als Reste einer alten Fastebene aufgefaßt werden dürfen, so wie LUCIUS (1950) und SCHMITHÜSEN (1940) das tun. Wenn es im Gutland je eine Fastebene gegeben hat, so muß diese viel höher gelegen haben und müssen die Fastebenensedimente völlig weg denudiert oder erodiert sein.

Eine andere Möglichkeit ist die Annahme einer reliefreicheren Landschaft als Ausgangsform im Gutland, in der sich einerseits Pedimente und andererseits deutliche Züge einer Schichtstufenlandschaft zeigten, einer Landschaft also, die große Ähnlichkeit mit dem heutigen Gutland und dessen Schichtstufen und Schichtstufenpedimenten aufweist (Vorlesung BAKKER: Über Schichtstufenlandschaften). Die Folgerung dieser Auffassung wäre dann, daß die schichtstufenähnlichen Wasserscheidegebiete zwischen den Pedimenten durch Verwitterung und Altiplanatation, also über der Erosionsbasis, zu einer Art monotonen Altiplanationsplateaus herabgesetzt wären. Schotter und andere Flußsedimentreste in größeren Höhen wären dann durch denudative Prozesse entfernt.

Und zum Schluß: wenn auch vereinzelte spärliche Schotterreste oder vereinzelte Schotterpartikeln gefunden werden, so ist das kein Beweis dafür, daß die höchsten Teile des Gutlands eine Endrumpffläche gewesen sind. Es bleibt ja immer die Möglichkeit, daß solche Schotterreste nur die Reste verhältnismäßig schmaler Flußebenen oder Pedimentzonen sind.

Die Ergebnisse meiner Untersuchung rechtfertigen also eine starke Betonung der intensiven Verwitterung und der damit verbundenen altiplanativen Prozesse, die in den

höchsten Teilen des Gutlands stattgefunden haben. Wir ziehen es denn auch vor, die höchsten Formassoziationen des Gutlands, auf Grund der großen Ungewißheit die darüber besteht, nicht als den Rest einer alten Endrumpffläche zu betrachten. Die Anzahl der zur Verfügung stehenden Unterlagen für die Annahme einer solchen Fläche ist meines Erachtens zu gering.

3. Das Alter der Plateaulehme in den höchsten Teilen des Gutlands

Im südlichen Teil des Gutlands findet man Plateaulehme mit den höchsten Unterschiedswerten zwischen dem Kaolinitprozentsatz der Muttergesteine und dem in situ befindlichen Verwitterungsmaterial, nämlich etwa 50% (vgl. Abb. 42). Diese Plateaulehme zerfallen nach Höhe und Habitus in zwei Typen. Der erste Typ liegt westlich von Differdange in einer Höhe von 400 bis 420 m ü. NN. im Gebiet des Kirchbergs und des Thillenberges (nicht zu verwechseln mit den südlich daran anschließenden jüngeren «Plateaulehmen» mit Decksandcharakter, dort wo das Profil 11 liegt). Den zweiten Typ findet man im Bois d'Athus und auf dem Lamerberg nordwestlich von Bascharage, dessen höchste Teile bis 380 und 390 m emporragen (vgl. Abb. 44).

Lucrus hielt die höchsten Plateaulehmreste bei Differdange analog den Vorkommen im Elsaß und in Württemberg für eozän. Auffallend ist, daß die Eisenkonkretionen, die in dem Lehm vorkommen, keinen oder einen nur sehr geringen Prozentsatz Phosphor enthalten, während Quarzite vom pierre de Stonne-Typ hier gänzlich fehlen.

Bei den etwas niedrigeren Vorkommen im Bois d'Athus und auf dem Lamerberg sind bisher ebenfalls keine Quarzite vom pierre de Stonne-Typ festgestellt worden. Die Eisenkonkretionen im letzteren Gebiet, Lucrus erwähnte es bereits, besitzen einen viel höheren Phosphatgehalt. Eine Einzeluntersuchung der Bildung der Eisenkonkretionen und der Quarzite vom pierre de Stonne-Typ wurde noch nicht in Angriff genommen.

Zurückkehrend zur Tonzusammensetzung der Verwitterungsprofile in situ können wir also bemerken, daß auf beiden Plateaus die maximal von uns gefundenen Unterschiedswerte der Kaolinitgehalte der Muttergesteine und der darauf liegenden Böden festgestellt worden sind und zwar etwa 50% (vgl. die Kapitel II, III und XI). Dies braucht für das Alter des Plateaus westlich von Differdange nicht auf Eozän hinzuweisen, obwohl es, auf Grund der Höhenlage, wohl wahrscheinlich ist, daß es sich hier um ein vor-miozänes Plateau handelt.

Es scheint uns zu, daß der Plateaulehm in etwa 380 bis 390 m im Bois d'Athus und auf dem Lamerberg im Miozän entstanden ist. Es liegt jedenfalls kein zwingender Grund vor, auf Grund des nicht außergewöhnlich hohen Kaolinitgehalts der Verwitterungsprofile, eine vor-miozäne Bildung anzunehmen. Die marginaltropische Verwitterung des Yucatan-Florida-Typs, die in unseren Gegenden verschiedene Male auftritt (BAKKER und LEVELT, 1964) kann ja sogar auf Kalkstein noch wohl bedeutend höhere Kaolinitprozentsätze in dem Verwitterungsboden liefern als auf den genannten Plateaus heute noch gefunden werden. Wie schon früher gesagt, bedenke man aber, daß dasjenige, was wir jetzt von diesen hochliegenden Bodenprofilen in Luxemburg noch finden, nur noch die Übergangszonen zu den Muttergesteinen sind, sodaß es möglich ist, daß die Kaolinitprozentsätze höher in den Profilen größer waren.

ad B. Die Niveaus zwischen 320 und 360 m ü. NN.

1. Die Niveaus rund 320 und 330-360 m

Was die Niveaus zwischen 320 und 360 m betrifft, so kann man Unterschied machen zwischen Niveauresten in etwa 330-360 m und jenen in etwa 320 m. Namentlich im Gebiet nördlich von Esch sur Alzette, bei der Messe, hat sich diese Zweiteilung morphologisch schön entwickelt. Es hat überdies den Anschein, daß die Kaolinitbildung in den höheren Niveaus zwischen 330 und 360 m etwas intensiver war als in dem ein wenig niedrigeren Niveau um 320 m. Obwohl das uns zur Verfügung stehende Material nicht sehr reichlich ist, bekommt man den Eindruck, daß die Unterschiedswerte im allgemeinen die 30 bis 40% nicht übersteigen. Diese maximalen Unterschiedswerte sind also ein wenig niedriger als die der höheren Niveaus. Sodann gibt es einen sehr wichtigen Unterschied in bezug auf die höheren Niveaus dadurch, daß auf 330 bis 360 m Schotterpartikeln vorkommen, die man in einer Höhe von etwa 340 m in dem Plateaulehmvorkommen nördlich von Holzem findet; außerdem wurden in diesem Lehm auch Quarzite gefunden. In einer größeren Konzentration wurde, wie im XII. Kapitel bereits erwähnt, Schotter in der Umgebung von Junglinster (Gondrange) auf etwa 340 m gefunden, in dem u. a. stark verwitterte Kieseloolithe erkannt wurden. Feine Sedimente fluviatilen Ursprungs wurden im Niveau von 330 bis 360 m noch nicht festgestellt.

Unterziehen wir jetzt das Niveau in etwa 320 m einer Betrachtung. Außer durch seine morphologische Position unterscheidet sich dieses Niveau durch seine geringere Unterschiedswerte im Kaolinitgehalt, welche 20% nicht zu übersteigen scheinen. Man stellt also offenbar eine abnehmende Intensität der Verwitterung fest, je nachdem man auf ein niedrigeres Niveau kommt, was sich durch eine ständige Verkleinerung der maximalen Unterschiedswerte in dieser Richtung zeigt. Auf dem 320 m-Niveau wurde, ebensowenig wie auf dem Niveau von 330 bis 360 m, feines Flußsediment gefunden. Wohl findet man da Quarzit vom *pierre de Stonne*-Typ. Auf Grund dieser sehr spärlichen Schotterstreuung muß man wohl annehmen, daß das 330-360 m, wie das 320 m-Niveau aus Pedimenten, bzw. alten Flußebenniveaus hervorgegangen sind. Diese Niveaus sind offenbar einem ziemlich starken Ausmaß von «weathering removal» ausgesetzt gewesen und dadurch denudativ und altiplanativ gesenkt worden. Man kann ja, außer vielleicht der Umgebung von Junglinster, weder von einer geschlossenen Flußschotterdecke noch von einer zusammengeschlossenen Decke feinerer Flußsedimente auch nur irgend etwas wiederfinden, während die Bodenprofile in diesen Niveaus heute noch bis zu einer Dicke von 2 bis 4 m vorkommen. Verwitterungsprofile mit einer ursprünglichen Dicke von 10 m scheinen mir nicht unmöglich. Von all diesem sind jetzt nicht mehr als nur Reste übriggeblieben: viel Material wurde durch denudative Prozesse abgeführt.

2. Das Alter der Plateaulehme in etwa 320 m und in 330 bis 360 m ü. NN.

Bei der Datierung der Plateaulehme zwischen 330 und 360 m können wir uns der Erscheinung bedienen, daß die Unterschiede im Kaolinitgehalt von Muttergestein und Verwitterungsboden bei abnehmender Höhe geringer werden. Diese Erscheinung macht nämlich stark den Eindruck, daß es sich hier um Reste der ältesten Verwitterungsprofile auf diesen Pedimenten handelt. Denn, stellt man sich die Situation vor daß, z. B. im Pliozän, alle Verwitterungsprofile auf allen Niveaus wegdenudiert und durch jüngere

Verwitterungsdecken ersetzt worden wären, so liegt kein einziger Grund vor, weshalb die Böden auf den höheren Niveaus einen höheren Verwitterungsgrad als jene auf den niedrigeren Ebenen haben sollten. Darum glaube ich also, daß den verschiedenen Verwitterungsgraden auf den verschiedenen Niveaus auch eine chronologische Bedeutung zuerkannt werden darf.

Es ist jetzt eine Anzahl Argumente anzuführen, die es wahrscheinlich machen, daß die Niveaus und Verwitterungsdecken in 330 bis 360 m und in 320 m im Pliozän entstanden sind:

a. Es ist schon bemerkt worden, daß in West- und im westlichen Mitteleuropa in der Übergangsperiode Sarmat-Susterien eine große Klimaänderung mit einer Verschiebung nach der kühleren Seite hin auftrat. Die pliozänen Klimate haben, wie wir sahen, soweit es die wärmeren Perioden betrifft, den Charakter eines sommerfeuchten Palmgrenzklimas, eines Klimas also, daß als Typ die Mitte zwischen dem Golfstaatenklima in den USA und den etwas feuchteren mediterranen Klimate hält. Die Annahme ist nicht unwahrscheinlich, daß der Ton in der Übergangszone von den Verwitterungsböden zu einem mergligen Muttergestein unter Einwirkung derartiger Klimate nicht mehr als 20 bis 40% Kaolinite enthält. Bei einem etwas älteren Verwitterungsboden im niederländischen Süd-Limburg sehen wir nämlich folgendes: Auf dem Ubaghsberg hat sich auf oligozänem Sand ein gelbrotes Bodenprofil gebildet, bedeckt von einer unterpliozänen Schotterdecke und gleichaltrig mit dem gelbroten Profil auf dem Vaalser Plateau, das sich auf Senonmergel entwickelt hat. Enthält ersteres Profil 75 bis 85% Kaolinit, letzteres auf dem Mergel hat nicht mehr als 55% von diesem Mineral. Im Pliozän gebildete, jüngere Verwitterungsprofile auf mergligen Gesteinen werden durch die immer weniger intensive chemische Verwitterung wahrscheinlich noch niedrigere Werte als die obgenannten 55% besitzen.

Wo wir im niederländischen Süd-Limburg Analysen des sedimentären Susteriens, Brunssumiens und Ober- und Mittelreuveriens ausführten, ergab es sich, daß der Kaolinitgehalt der Tonfraktionen vielfach nicht über 40% hinaus kommt, obwohl auch höhere Werte vorkommen. In sedimentären Gebieten müssen wir immer mit der möglichen Zufuhr von Material aus älteren Verwitterungsdecken rechnen, die hohe Kaolinitgehalte haben können. Das Profil auf dem eben genannten Ubaghsberg ist ein Beispiel einer alten Verwitterungsdecke. So hohe Kaolinitprozentätze sind bisher auf den höheren Plateaus des Gutlands nicht festgestellt worden. Die Kaolinitzunahme auf den Pedimenten von 330 bis 360 m und von 320 m ü. NN. (20 bis 40%) passen in das Bild der unter- und mittelpliozänen Verwitterung auf mergligen Gesteinen hinein.

b. Obwohl von verschiedenen Seiten darauf hingewiesen wurde, daß auch im Miozän wiederholt Kieseloolithe in den Sedimenten vorkommen können (man sehe BAKKER und LEVELT, 1964), so darf man dennoch mit ZAGWIJN (1960) annehmen, daß die große Kieseloolithmasse erst in der Übergangsperiode von Sarmat nach Pont dem westeuropäischen Schotter zugefügt wird; eine Erscheinung, die sich im weiteren Pliozän dann noch einige Male wiederholt. Der älteste Kieseloolithschotter bei Junglinster (etwa 346 m ü. NN.) im Gutland ist sehr intensiv verwittert. Die Verwitterung, welcher der niedriger liegende Schotter, auf 330 und 300 m ü. NN. näher der Mosel ausgesetzt gewesen ist, war offenbar weniger stark, denn darin fand DE RIDDER (1957) noch Granitgerölle. Dieses und

jenes sind Hinweise darauf, daß der Kieseloolithschotter bei Junglinster älter ist als der näher bei der Mosel liegende Schotter. Es scheint darum nicht unmöglich, daß der Kieseloolithschotter von Junglinster ebenso alt ist wie der Waubachschotter im niederländischen Süd-Limburg. Die Verwitterung des betreffenden Kieseloolith bei Junglinster hätte dann schon im Susterien angefangen.

c. Das Obenstehende würde also implizieren, daß die Einschneidungsphase des 330 bis 360 m-Pediments in die höhere Landoberfläche und die Bildung dieses Pediments in der sarmato-pontischen Periode stattgefunden hätte. Dieses Alter des Pediments, das sogar in dem Oberlauf der kleinen Flüsse noch ziemlich breit sein kann, scheint deshalb nicht unwahrscheinlich, weil auch anderswo in Westeuropa sarmato-pontische Pedimente gefunden worden sind (Siehe u. a. BÜDEL, 1957, und BAKKER und LEVELT 1964).

d. Die Aufhebung dieses 330 bis 360 m-Pediments hätte in der Rhodanischen Phase, am Ende des Ponts (Susteriens) stattgefunden. Das 320 m Niveau hätte sich dann vorwiegend im Brunssumien entwickelt.

Zum Schluß noch einige Bemerkungen über die im 330 bis 360 m-Niveau vorkommende Quarzite vom *pierre de Stonne*-Typ. Es ist auffallend, daß sie in diesem Niveau so häufig vorkommen, während sie auf den höheren Formassoziationen völlig fehlen. Sie liegen auf vermutlich aus dem Sarmat stammenden Pedimentresten. Sie sind möglicherweise in trockenen Perioden des Sarmats oder eventuell in späteren trockenen Perioden des Pliozäns, anscheinend vorzugsweise in der Erosionsbasis gebildet worden. Ähnliche Erscheinungen kann man auf dem Vaalser Plateau im niederländischen Süd-Limburg beobachten, wo in der gleichen Höhe wie der Kieseloolithschotter auf dem mutmaßlich sarmato-pontischen Pediment große Quarzitblöcke vorkommen. In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu bemerken, daß KOWALSKI (1961) in Karsthöhlen in Polen eine mittelpliozäne Steppenfauna beschrieben hat, während POKORNY (mündliche Mitteilung an BAKKER) auf einem an das Höhlenniveau anschließenden Plateau auf dem Jura bei Jerzmanowice südöstlich von Krakow Reste von Quarzitkrustationen fand. Diese sind ebenso wie die südlimburgischen und luxemburgischen Quarzitbildungen in oder ein wenig über der Erosionsbasis entstanden. Auf trockene Perioden im polnischen Mittelpliozän wurde u. a. von ROZYCKI (1961) hingewiesen.

ad C. Das 300 m-Niveau

1. Die Sedimente im 300 m-Niveau

Das 300 m-Niveau ist die letzte Einebnung aus der vorquartären Periode. In diesem Niveau werden im Südwesten des Gutlands feine Flußsedimente gefunden. Wir erinnern hier an den Sand in den Profilen 43 und 46 im 300 m-Niveau an der Alzette in der Umgebung von Bettembourg und an die 2 m dicke Schicht fluviatilen Sandes südwestlich dieser Stadt beim Profil 26 (vgl. Abb. 46). Auch grobere Flußablagerungen kommen in diesem Niveau häufig vor: der Schotter an der Mosel (DE RIDDER 1957) im Osten und die vielen transportierten Eisenkonkretionen und Quarzite des *pierre de Stonne*-Typs im Südwesten und Westen des Gutlands.

2. Das Alter des 300 m-Niveaus

Im Vorangehenden wurde gesagt, daß das Entstehen des 320 m-Niveaus vermutlich im Brunssumien stattfand. Der Einschnitt in dieses Niveau und die Bildung des 300 m-Niveaus fing wahrscheinlich am Ende dieses Zeitabschnitts an. Die Sedimentation im 300 m-Niveau könnte dann ein unter- und mittelreuverien Alter besitzen. Diese Sedimente sind bestimmt nicht älter. Dies kann aus dem Vorkommen von Kalksandsteingeröllen abgeleitet werden, die zum Sediment gehören (Profil 26). Weil die postsedimentäre Verwitterung diese Gerölle noch nicht hat zerfallen lassen, kann diese Verwitterung nicht intensiv gewesen sein. Die Anwesenheit nicht-zerfallener Granitgerölle im Moselschotter in etwa 300 m ü. NN. (DE RIDDER 1957) weist ebenfalls auf eine oberpliozäne Sedimentation hin. Ein Reuverienalter für das Sediment ist auch deshalb nicht unwahrscheinlich, weil wenigstens in der Umgebung vom niederländischen Süd-Limburg (ZAGWIJN 1960), am Ende des Brunssumiens eine Flora erscheint, die auf eine beträchtliche Abkühlung des Klimas hinweist.

Die Sedimentation von Sand und Kalksandgeröllen im 300 m-Niveau rund Bettembourg impliziert, daß sich die Flüsse rückwärts in die längst bestehende Doggerschichtstufe einschnitten. Beim Ausströmen der Flüsse aus den engen Tälern des Doggergebiets in das weite 300 m-Niveau, das sich nördlich dieser Stufe ausdehnt, konnte das Material leicht zur Sedimentation gelangen. Wir nehmen an, daß der jetzt folgende Einschnitt des 300 m-Niveaus in der früh-wallachischen Phase stattgefunden haben kann, sodaß das 275 m-Niveau, wenigstens im Alzettetal oberhalb Hesperange, im Tiglien schon da war. Eine nähere Untersuchung dieser Materie, sowie der Entwicklung der Niveaus im Grenzgebiet zwischen Oesling und Gutland nördlich der Attert, wo sich noch niedrigere Niveaus entwickeln konnten, wurde von Mitarbeitern des «Fysisch Geografisch Laboratorium» in Angriff genommen.

Einige Schlußbemerkungen über das Verhältnis zwischen Rumpfflächen, Pedimenten und Schichtstufenlandschaften

Im Vorangehenden wurden besonders die Klimaänderungen betont, die sich im Miozän und im Pliozän vollzogen. Wie auch bei BAKKER und LEVELT (1964) angegeben wurde, gab es in Westeuropa feuchttropische und feuchtsubtropische Perioden, welche durch trockenere Klimate unterbrochen wurden. Eine Abwechslung von Klimatypen die in MORTENSENS Theorie über die «Alternierende Abtragung» (1949) eine Rolle spielt. In den letzten Jahren stand MORTENSEN nicht mehr ganz auf dem Standpunkt, den er in seinem Artikel vom Jahre 1949 verteidigt hat. In einer den Schichtstufen gewidmeten Tagung des «Nederlands Fysisch Geografisch Colloquium» in Utrecht (1963), gab MORTENSEN zu, daß er schon einige Jahre davon überzeugt war, daß Pedimenttreppen und Schichtstufenlandschaften sich tatsächlich miteinander vertragen können. Ebenso wie im Odenwald (BAKKER 1930) hat man im südlichen Gutland mit einer solchen Situation zu tun. Einerseits weist die südluxemburgische Landschaft deutliche Züge eines Schichtstufengebiets auf; andererseits findet man da Pedimente, auf denen Reste von Flußablagerungen vorliegen.

Die Wesenszüge einer Schichtstufenlandschaft werden im allgemeinen von drei Gefügen beherrscht (Vorlesung von BAKKER über Schichtstufenlandschaften):

1. vom hydrographischen Gefüge;
2. vom Gefüge der Böschungen;
3. vom Gefüge der Plateaus.

Das Gutland weist, was das hydrographische Gefüge betrifft, noch sehr deutlich subsequente Züge auf. Die Oberläufe der Flüsse wie der Alzette und der Mamer sowie auch die Pétrusse und Teile der Eisch haben eine vorwiegend subsequente Richtung und strömen parallel mit den Schichtstufen.

Was das Gefüge der Böschungen betrifft, so läßt es sich nicht verkennen, daß Schichtstufen wie die des Doggers, des Mittleren und Unteren Lias andere Hangtypen herbeiführen als die, welche z. B. in Granitlandschaften anwesend sind.

Dann sehen wir in Süd-Luxemburg vor diesen Schichtstufen Pedimente liegen, auf denen Reste von Flußablagerungen liegen. Die Hauptrichtung dieser Pedimente wird zu einem wesentlichen Teil durch die subsequente Richtung der Flüsse bestimmt. Die Begrenzung der Pedimente in dieser Schichtstufenlandschaft ist a-symmetrisch. Deutliche «Hinterstufen» sind im Gutland, wenigstens heute, nicht mehr anwesend. Die Schichtstufe selber hat sich meistens sehr deutlich entwickelt. BAKKER betonte in seiner Vorlesung besonders die Möglichkeit von Vorkommen von Pedimenten in Schichtstufenlandschaften und er gab diesen Formen den Namen von Schichtstufenlandschaftspedimenten.

Im Zusammenhang mit dem, was über das Alter der Pedimente in Süd-Luxemburg und die Verwitterungsprofile und Sedimentationsdecken welche darauf liegen gesagt wurde, muß angenommen werden daß die Schichtstufenlandschaft wenigstens schon im Ober-Sarmat da war und sich durch Tiefenverwitterung und intermittierende Tiefenerosion während des Pliozäns und des Quartärs weiter entwickelte.

Ob es bereits eine miozäne Schichtstufenlandschaft gab, hängt von der Frage ab, wie man die älteren Formassoziationen in etwa 400 bis 440 m verstehen muß. In dem Gedankengang von LUCIUS (1950), der von einer pliozänen oder älteren Rumpffläche im Gutland in etwa 400 m ausgeht, sodaß also jede Konkordanz der Reliefformen mit den unterliegenden Gesteinen fehlte, bleibt für eine miozäne Schichtstufenlandschaft kein Raum übrig. In seiner Theorie über die Entstehung der jungtertiären Bildungen jedoch nimmt LUCIUS (1947) im Miozän und im Pliozän eine viel reliefreichere Landschaft mit einer «vormiozänen Einebnungsfläche» auf 320 bis 350 m an.

Persönlich bin ich, wie hier oben erörtert wurde, der Meinung, daß es keineswegs ausgeschlossen ist, daß die miozäne und vor-miozäne Landschaft immer ein ziemlich großes Maß der Konkordanz der Gesteinstrukturen gezeigt hat, sodaß es schon damals im Gutland einen Reichtum an Formen gab mit Kennzeichen sowohl der Schichtstufenlandschaft wie der altiplanativ gebildeten Einebnungen der Pedimente.

I. BEILAGE

DIE IONENAUSTAUSCHKAPAZITÄT

Die Ionenaustauschkapazität (T-Wert) einer großen Anzahl röntgen-analytisch untersuchter Tonfraktionen wurde nach dem Verfahren Mackenzie (1951) bestimmt. Die Ergebnisse wurden in die Tabellen aufgenommen, welche die tonmineralogische Zusammensetzung der Plateaulehme angeben in den Kapiteln II-X. Im allgemeinen sind die T-Werte sehr hoch und stehen sie in keinem Verhältnis zu den Durchschnittswerten, die GRIMM (1953) gibt:

Montmorillonit	60-100
Chlorit	10- 40
Illit	20- 40
Kaolinit	3- 15 milliäquivalent/100 gr Ton.

Die niedrigsten Werte wurden gefunden im Profil 16 auf dem Mittleren Dogger und in den Profilen auf dem Posidonienschiefer, den Spinatus- und den Margaritatusschichten mit Werten von 28 bis 45 mä/100 gr. Die in diesen Profilen häufig vorkommende Zusammensetzung 50-60% Illit, 40% Kaolinit und 5% Quarz könnte bei den Höchstwerten obenstehender Tabelle einen T-Wert von 28 mä/100 gr. haben. Die gemessenen Sorptionskapazitäten liegen aber über 30% höher.

Die Plateaulehme auf den anderen mesozoischen Gesteinen haben fast immer noch höhere T-Werte (40-68 mä/100 gr.). Manchmal geht dies zusammen mit einem höheren Montmorillonitgehalt und einem geringeren Kaolinitprozentsatz; in anderen Fällen ist der Zusammenhang weniger deutlich. HATHAWAY und CARROL (1953) stellten eine Untersuchung danach an, inwiefern die Ionenaustauschkapazität von der Tonzusammensetzung abhängig ist. Es stellte sich heraus, daß man kaum einen Zusammenhang zwischen beiden Größen angeben konnte. Während diese Forscher mit Proben aus stark verschiedenen Gebieten arbeiteten, haben die Proben die im Südwesten des Gutlandes untersucht wurden einen starken geographischen Zusammenhang. Im allgemeinen kann man von diesen Proben sagen, daß was JUNGERIUS von dem Ton um Moutfort bemerkte auch für die vorliegenden Proben gilt, und zwar daß der T-Wert mitbedingt wird durch den Kristallisationsgrad des Illits: die Röntgendiffraktionslinien der tiefsten Profilproben auf dem Posidonienschiefer, den Spinatus- und den Margaritatusschichten sind ein wenig schärfer als die der übrigen Profilen. Der Zusammenhang zwischen der Ionenaustauschkapazität und der Tonzusammensetzung im Untersuchungsgebiet ist noch nicht deutlich. Man wird über mehrere Angaben verfügen müssen hinsichtlich der Korngrößenverteilung

in der Tonfraktion, des Kristallinitätsgrades der unterschiedlichen Komponente und des Vorkommens von amorphem und organischem Material. Letzteres kann nämlich trotz einer genauen Vorbehandlung mit Wasserstoffsperoxyd noch vorhanden sein. Bei einigen Proben mit einem sehr hohen T-Wert hat sich gezeigt, daß bei der Destruktion des Tons mit Hilfe von Fluorwasserstoffsäure organisches Material frei wurde.



Abb. 44 Blick von der Straße Luxemburg-Longwy nach Westen über Bascharage (links). Im Hintergrund links der Bois d'Athus; in der Mitte der Lamerberg (Profile 21-24).
Westward view from the Luxembourg-Longwy road towards Bascharage. The Bois d'Athus and the Lamerberg in the upper left and centre of picture.



Abb. 45 Blick über das Messetal auf den Hügel Kagel (Profil 31). Links Ehlange. Nach Westen (rechts) in Hintergrund der Zeugenberg «Zolverknapp» bei Soleuvre vor der Doggerschichtstufe liegend. The Messe valley and the Kagel hill near Ellange. In right background the Zolverknapp near Soleuvre, an outlier of the Dogger cuesta.

Abb. 46 Blick vom Paltersberg. Nach Süden (links) Bettembourg. Auf der Südseite der Alzette ist hinter der kleinen Baumreihe das 300 m-Niveau (Profil 26) sichtbar. Nach Westen (rechts) liegt das 300 m-Niveau auf der Nordseite der Alzette mit den Profilen 32 und 46. Im Hintergrund die Doggerschichtstufe.

View from the Paltersberg to south and west. The 300 m level (profile 26) is shown behind the trees to the right of Bettembourg (left edge of picture). This level has a continuation (profiles 32 and 46) on the northern side of the Alzette (in the middle distance centre and right). Dogger cuesta in background.





Abb. 47 Blick von der Flanke des Palterberges nach Osten über das Bibeschbachtal. Links der Hügel Gries (Profil 43) von 300 m sich senkend zum Alzetteetal in 275 m ü. NN (rechts).
Eastward view from the Palterberg. The Gries hill (profile 43), a remnant of the 300 m level, slopes down towards the Alzette valley 25 m below this level.



Abb. 48 Blick von der Straße Dondelange-Kopstal. Nach Süden (links) Kehlen. Profil 61_liegt_rechts von der Mitte.
View from the Dondelange-Kopstal road. Kehlen is seen to the south (left of picture). Profile 61 is situated in the middle distance right of centre.



Abb. 49 Im Mähfeld in der Nähe des Profils 81 nördlich von Elvange gesammelte Quarzite und Quarze, welche stark abgerundet und hochglänzend sind.
Rounded and glossy quartz and quartzite collected from the surface around profile 81 near Elvange.



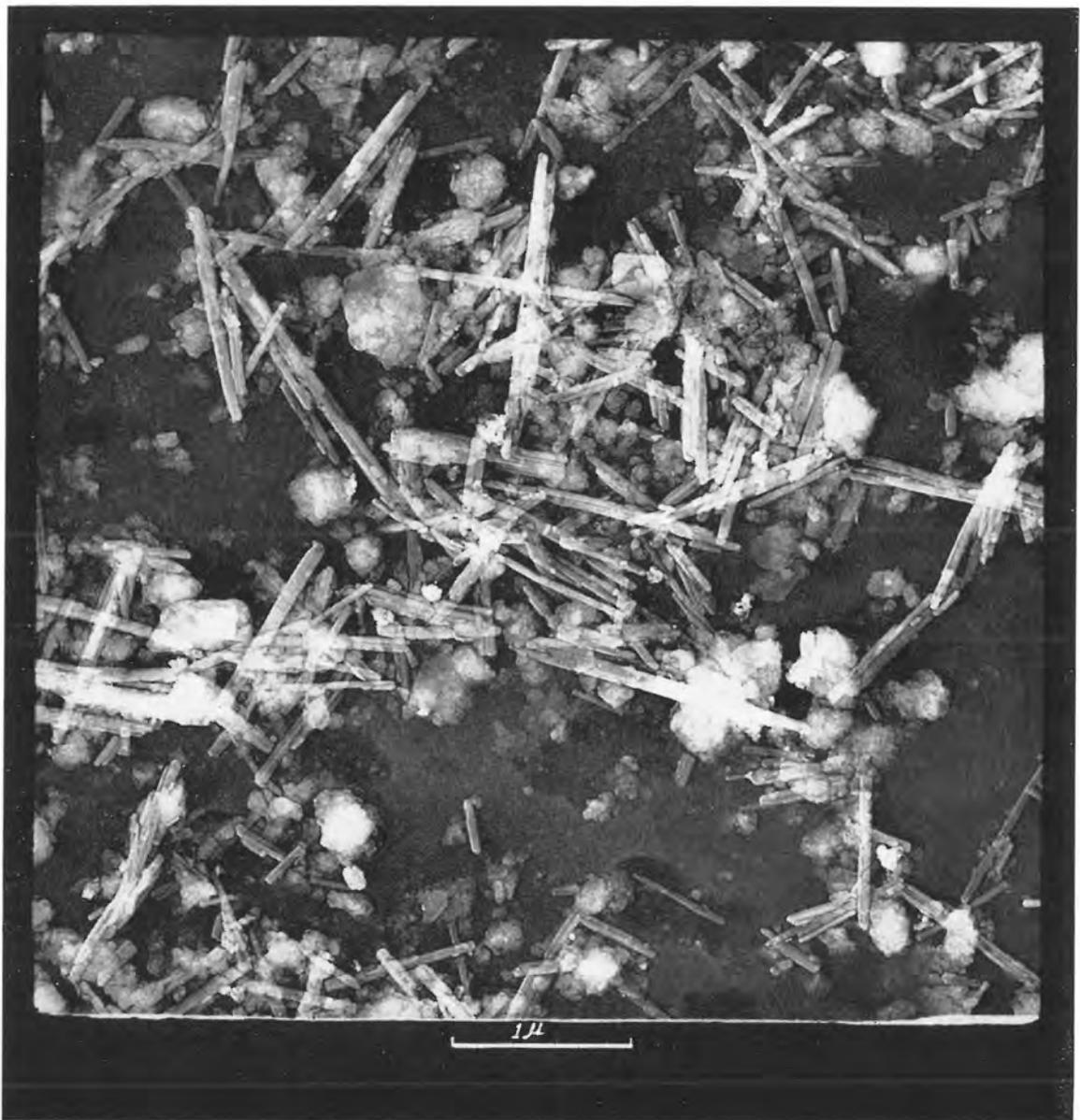


Abb. 50 Elektronenmikroskopische Aufnahme von Palygorskit (langgedehnt) und Illit in der Tonfraktion von Probe 771. 25000 X. Die Aufnahme wurde im «Laboratorium voor Electronenmicroscopie» der Universitat Amsterdam mit einem Philips EM 200 gemacht. Als Schattenmaterial wurde Wolframoxyde verwandt, das unter einen Winkel von $\pm 40^\circ$ verdunstet wurde.
Electron micrograph of palygorskite (laths) and illite in the clay of sample 771. 25 000 X.

SUMMARY

INTRODUCTION

This study is an investigation of Tertiary weathering products and sediments occurring in South-Luxemburg. In his Geological Map of Luxemburg (1 : 25 000), LUCIUS classifies these as Old-Tertiary weathering products and Young-Tertiary sediments.

The profile development and the morphological situation of these weathering products and sediments, often referred to as «Plateau loams», have been studied, and the mechanical composition and the composition of the clay and the heavy fraction determined. In this way the origin and the age of the plateau loams could be established.

The drainage-pattern and the long-profiles of the rivers in South-Luxemburg were also studied and in connection with the removal of plateau loam-material by streams and rivers, the influence of the weathering products on the composition of the clay in the recent riverbeds was investigated.

These data, acquired in the «Fysisch Geografisch Laboratorium» of the Amsterdam University, have been compared with data relating to many samples from other areas of Europe, part of which have been published recently (BAKKER and LEVELT, 1964).

The generous cooperation of Prof. Dr. C. H. MACGILLAVRY made it possible for the X-ray analyses to be commenced in the «Laboratorium voor Kristallografie» of the University of Amsterdam. The work was completed using the apparatus of the «Fysisch-Geografisch Laboratorium» of the same University.

The examination of the plateau loams and the river system made it possible to sketch the main trend of the morphological development of the cuesta landscape in South-Luxemburg.

The area considered lies in the southern part of Luxemburg, the so-called Gutland, south of the river Attert and between the frontier and the meridian which crosses the city of Luxemburg. Some plateau loams in eastern Gutland were also studied. Clays from the river beds of all the rivers in Gutland were studied.

The area of investigation is a cuesta landscape south of the Ardennes which has developed in Triassic and Jurassic sedimentary rocks, and which dips slightly to the south and southwest. The summits of the cuestas extend to about 400 to 420 m. In the west the valley floors are at 200 to 275 m, while in the east the tributaries of the Moselle have cut their valleys down to 140-180 m above sea level.

CHAPTER I

The Tertiary weathering products and sediments rest on Triassic and Jurassic sedimentary rocks. These plateau loams were systematically examined by means of hand borings and profile pits. About 1100 borings, which varied in depth from 3-15 feet, and 75 profile pits were made. Samples from representative profiles were selected for laboratory investigation. About 250 samples, from 32 profiles on 9 different parent rocks, were examined. The selected representative profiles are numbered, identical decimal units denote profiles lying on the same parent rock.

The fieldwork was carried out during the summer months of 1958-1961.

The mechanical composition of the less than 2 mm fraction was determined. Many samples contained only particles smaller than 50 micron so that the 30-500 micron grade was chosen for investigation of the heavy minerals; loess, with a grain size distribution between 8 and 50 micron, was thus included. Particles smaller than 1 micron were examined by X-ray diffraction, using a Guinier Camera (KLUG and ALEXANDER, 1959; PORRENGA, 1958). The quantitative distribution of the components in the soil clays was assessed by comparison of X-ray photographs with powder patterns of a series of standard mixtures of clay minerals of comparable crystallinity. The values given in the tables are therefore no more than semi-quantitative.

CHAPTER II-X

According to their parent rocks the plateau profiles have been classed in nine groups which are discussed in detail in chapters II-X. A profile description of the members of the group is given in each chapter, together with a discussion of the mechanical composition, the results of the heavy mineral investigation and the composition of the crystalline part of the clay fraction.

These laboratory data are compared and discussed in relation to the situation of the profiles in the field. The bearing of the results on the mineralogical-sedimentological properties of the plateau loams is dealt with in chapter XI. Morphological aspects are discussed in chapter XIII.

CHAPTER XI

Plateau loams have been subdivided as follows:

- I. plateau loams as an in situ weathering product;
- II. plateau loams of a partly sedimentary character, which may be further subdivided:
 - A. River sediment;
 - B. Eolian sediment;
 - C. Congelifluction layer or solifluction deposit.

Little is known about the age of the plateau loams. LUCIUS' view (1948) that the plateau loams consist of Miocene and Eocene weathering products and sediments, does

not agree with his suggestion, formulated in 1950, of a Pliocene peneplain at a height of 400 m, remnants of which occur as cuesta summits of Gutland. According to this latter view the plateau loams would on the whole be of Quaternary age. As he did not find any trace of organisms, LUCIUS could not date the plateau loams by means of fossils. The only other dating of the plateau loams in eastern Gutland that of DE RIDDER (1957), is not very reliable, as the method applied was not quite correct (See JUNGERIUS, 1958). Consequently it will not be considered here.

I. Plateau loams as an in situ weathering product

A great number of the profiles must be considered as resulting from weathering in situ. This may be inferred from the conformity between the mechanical composition of the loam, and that of the sedimentary Mesozoic parent rock, as well as from the similarity in the heavy mineral compositions.

The examination of the clay minerals shows that there are differences in the degree of weathering of the different plateau loams. In recent soils on sedimentary Mesozoic rocks near Moutfort (JUNGERIUS, 1958) the clay composition reflects the clay composition of the parent rock. In particular there is no increase in the kaolinite content throughout the weathering profile. On the other hand, the clay fractions of the plateau loams have kaolinite contents which are considerably higher than those in the clay of the parent material.

In Abb. 42 the increase in percentage of kaolinite is plotted against the altitude of the plateau loam. The loams on the highest plateau show the largest increase in kaolinite content. Above 340 m above sea level this increase reaches values of 40 to 50%. It is apparent from chapter XIII that these high-lying loams must be older than Middle Pliocene, and the plateau which are as high as 340 m, or higher, must therefore be of Middle Pliocene or older age.

II. Plateau loams of a partly sedimentary character

A. River sediment

Two types are distinguished:

1. Sandy sediments and
2. Gravel deposits.

1. Profiles 26, 43 and 46 which occur on the 300 m level along the river Alzette, up-stream from Hesperange, contain fluvial sand which must have been derived from the Dogger area. The sedimentation must have taken place in late Pliocene or early Quaternary times, as the post-sedimentary weathering has not been intensive and the river Alzette had not yet been incised in the 300 m level.

2. River sediments with gravel consisting of ironstone concretions are found, for example, in profiles 71 and 73, at a height of 330 and 300 m respectively. In the south-west of Gutland this kind of gravel is found in many places on the 300 m surface, along the river Alzette and also between Holzem and Mamer. Presumably this gravel was deposited at the same time as the fluvial sand (see chapter XIII). The fluvial sediment of

profile 71 occurs at the unusual height of 330 m. Possibly the material has been elevated from the original 300 m level by tectonic movements along the Deutsch-Oth fault. If, however the high kaolinite content of the profile is the result of post-sedimentary weathering, then the sediment is older than that on the 300 m level. In that case it may be of the same age as the strongly-weathered «kieseloolithe gravel», which is found at a height of 340 m near Gonderange, or it may have been deposited between the sedimentation of this (presumably Susterian) gravel and the development of the 300 m level. The sediments of profile 71 must then be regarded as belonging to the Brunssumian period.

B. Eolian sediment

- A distinction is made between:
1. Loess;
 2. Eolian sand;
 3. Niveo-eolian deposits.

1. Many plateau loams contain a little loess, which in some cases may be recognized as an independent horizon. In other cases it is mixed with the plateau loam and its presence may be inferred from the mechanical composition (maximum between 8 and 50 micron) and the composition of the heavy minerals (minerals of the epidote group and green hornblende).

It is not known exactly in which periods loess was deposited in Luxemburg. SCHMITZ (1957) and JUNGERIUS (1958) suggest a Riss age for the areas they studied. The heavy minerals of the loess in south-western Gutland correspond with those of the upper zone of the loess profile of Pettingen, near Mersch, in Luxemburg. On the basis of the heavy mineral composition this zone, which is rich in garnet, may be correlated with the «loess supérieur» of Rocourt, in Hesbaye, which has a Würm age (GULLENTOPS, 1954).

The garnet-poor zone of Pettingen (deeper than 170 cm) corresponds to the «loess inférieur» of Rocourt, and would have been deposited during the Riss-glaciation. Consequently the loess of the plateau loams would be of Würm age.

The large number of samples studied made possible a more detailed knowledge of the mineralogical composition of the loess than was hitherto available.

Besides minerals of the epidote group and green hornblende, staurolite, kyanite and chloritoid occur in the heavy fraction of the loess, although in small amounts. GULLENTOPS (1954) found staurolite in Belgian loess, DRUIF (1927) found kyanite and staurolite but not chloritoid in south-Limburg loess. This mineral may have been picked up during the transport of loess from the Cambrian zone of Ottré. If the wind blows from between west and north during loess desposition the chloritoid-containing loess is found south and southeast of the Ardennes.

Illite is the predominant mineral in the clay fraction of the Luxemburg loess deposits; kaolinite and quartz are present in small quantities. Some samples contain up to 15% of montmorillonite, but other samples contain none at all. A number of loess samples gave weak X-ray diffraction reflections corresponding to a 14 Å mineral, which possibly is chlorite. Where a layer of loess covers a kaolinite-rich plateau loam, the proportion of kaolinite decreases with decreasing depth in the profile.

2. Eolian sand is present in profile 11 on the Dogger. The material was derived chiefly from the sandy weathering products of the Dogger. The relatively large amount of kaolinite in the clay fraction of the eolian sediment may have been derived from old weathering layers. Long-distance eolian transport may also have been involved, as is apparent from the presence of epidote and green hornblende.

A sandy loess mixed with weathering material of the Posidonienschiefer was found in profile 22.

3. Niveo-eolian deposits were observed for example, in profile 91 from Niederpallen, and in profile 45 from the foot of the Paltersberg, north of Bettembourg. These are fine-layered sediments of alternately sandy and clayey layers. During the sedimentation of profile 11, mentioned above, niveo-eolian conditions during deposition must also have prevailed.

C. Congelifluction layer or solifluction deposit

Solifluction layers were only found very rarely on the surface of the plateau loams, which were evidently not strongly influenced by processes of periglacial solifluction.

CHAPTER XII

The clay composition of a number of soil and rock samples collected in Luxemburg is rather divergent. The weathering profiles and the Mesozoic sedimentary rocks, which were examined in eastern Gutland by JUNGERTUS, are generally poor in kaolinite. However, many plateau loams in south-western Gutland and some Liassic formations contain considerable amounts of kaolinite. The extent to which the clay compositions of the various weathering products affect the composition of the clay in recent riverbeds was investigated. For this purpose one or more clay samples from the low-water bed were collected from all the rivers of Gutland. On the basis of the clay composition (Tabelle 37 and Karte 2) the rivers may be classed in two groups:

I. Rivers, which, at least in the first miles of their upper course, contain clay rich in kaolinite (up to 40% of kaolinite). The rivers Alzette, Mamer, Eisch and Chiers in south-western Gutland belong to this group.

II. Rivers of which the sedimentary clay is poor in kaolinite. These are the Attert, Wark, Sauer, Syre and the Moselle and its tributaries in northern and eastern Gutland.

I. The rivers of south-western Gutland. The subsequent upper course of the Mamer and the Alzette, as well as the rivers Petrusse and Drosbach, flow to the east and give the impression of having belonged to a system, which drained to the east. The upper course of the river Eisch might have been connected with this system by way of the low-lying plain east of Kleinbettingen. The landscape between the cuestas of the Luxemburger Sandstein and of the Spinatusschichten, in which the rivers Eisch, Mamer, Petrusse and Drosbach flow, is rather flat. The rivers in this area have a very small gradient ($1,20/100$), which increases abruptly when the rivers reach the Luxemburger Sandstein; at this point the easterly direction of the rivers changes sharply to a northerly one.

The river Alzette and its tributaries, which drain the area between the Spinatus and the Dogger cuesta, also have a small gradient (Abb. 43).

The clay in the rivers of south-western Gutland is rich in kaolinite, which may have been acquired from the Spinatusschichten, the Margaritatusschichten or the fossilarme Tone, into which formations the river beds are cut. Rivers having no contact with these formations obtain kaolinite exclusively from the plateau loams. Karte 2 shows that the percentage of kaolinite in the river bed diminishes where the rivers leave south-western Gutland. Formations and plateau loams, from which kaolinite might be taken, are absent in these areas, and the rivers only take up clay of the illite type.

As the tributaries of the upper part of the river Alzette have a large drainage area in the «kaolinite-area» and as there are hardly any affluents in the middle section of the river, there is only a slight decrease in the kaolinite content in this part of the river. On the other hand, in the «kaolinite-area», the upper course of the river Mamer is only slightly branched, and consequently as one proceeds downstream the kaolinite content decreases rapidly.

The rivers Sauer and Attert traverse the Devonian slates, and the clay fractions contain a little of a 14 Å-mineral, which is probably chlorite.

II. The rivers in eastern Gutland.

The Keuper area in eastern Gutland is drained by the river Moselle and its tributaries. The river Syre extends to a length of 20 miles, and this is the most important of these tributaries. This river follows the cuesta of the Luxemburger Sandstein at a distance of a 2 to 4 miles in a wide bend, and its gradient is only $2,4^0/_{00}$ (Abb. 43) between Moutfort and Wecker. This wide and spacious part of the valley is incised in the 300 m level. It is older than the young river valleys of the small tributaries of the river Moselle, which have an average gradient of $18^0/_{00}$. The renewed incision of the river Syre from the river Moselle is perceptible in the last 5 miles of its course.

The clay from the river beds, sampled in eastern Gutland, is poor in kaolinite, and illite predominates. Moreover, quartz is always present and occasionally there are traces of chlorite, kaolinite or corrensite.

From the absence of kaolinite in the clay of the rivers in eastern Gutland it may be inferred that there are no extensive «kaolinite sources» in this area. Of the formations examined by JUNGERIUS (1958), only the Rote Tone contain up to 30% of kaolinite in the clay fraction, and as they are not very thick, they are not important sources of kaolinite. Moreover the plateau loams in eastern Gutland are poor in kaolinite, in contrast with western Gutland. The level from 300 and 340 m in eastern Gutland between the river Moselle and the Luxemburger Sandstein cuesta must originally have been a river plain. The then river Moselle and its tributaries have not preserved any of the plateau loams, if any were ever present.

That rivers have been active in this area may be inferred from the presence of river-gravel. As far as 3 miles west of the river Moselle, on the Herrnberg near Gostingen, fluvial gravel is found (DE RIDDER, 1957). Gravel with kieseloolite is even found near Gondrange at the foot of the Luxemburger Sandstein cuesta. In this connection it is not impossible that this cuesta reached its present position chiefly by lateral erosion of the rivers flowing in the 300 to 340 m level. This development must have taken place in the

Upper-Pliocene, because the gravel found in this level, contains undecomposed granite pebbles.

This chapter shows moreover, that the view of BAECKEROOT (1942) that a pre-Pliocene cuesta landscape has been covered by a Pliocene sediment, is not tenable.

CHAPTER XIII

In studying the morphological development of the European secondary mountain chains, it is relevant to consider the changes in the Tertiary climate that have taken place. Variations of climate from warm-humid to rather arid periods (BAKKER and LEVELT 1964) must be taken into account. In the first case strong chemical weathering led to the development of deeply weathered profiles. In the latter case this weathering could only be active in river valleys, while the higher parts of the landscape were greatly affected by denudation caused by the absence of an uninterrupted cover of vegetation. This change of climate is important in the formation of pediments and peneplains. A short survey of the various climatic periods, with an indication of their effects on the kaolinite content of the weathering products and sediments, is given below.

In the Eocene a humid tropical climate prevailed, until the end of the Oligocene with an interruption by a very dry period. The clay in the deep weathering-zones is predominantly kaolinite. In the Miocene, humid-warm periods of the Florida-Yucatan type alternated with drier periods. Besides kaolinite, the clay of the Miocene weathering profiles contain illite as a not unimportant component. At the end of the Miocene the climate was cooler. In the Pliocene a «palm-boundary» climate prevailed, the warmest periods varying between a humid sub-tropical Gulf states and a dry summer Mediterranean climate. Under this climate the percentage of kaolinite in the clay is still lower. For example, the Reuver-clay in Dutch South-Limburg contains 20 to 25% kaolinite. In the Tegelen-clay (Villafranchian) there is only a very small quantity of kaolinite (10 to 15%).

What may be inferred from the properties of the Tertiary sediments and weathering products in Gutland, with regard to the age of the various levels on which they are found, is discussed below.

Referring in part to LUCIUS (1948 and 1950), we can divide the flatter parts of South Luxemburg into three groups:

- A. Levels higher than 360 m above sea level;
- B. Levels between 320 and 360 m;
- C. Levels around 300 m.

A. LUCIUS (1948) mentions a pre-Miocene surface of truncation between 320 and 350 m. His postulated Pliocene peneplain at a height of 400 m through the cuesta summits of the Gutland (1950), is incompatible with this view. From my examination it is evident that the rivers in the Upper-Pliocene were already incised as far as the 300 m level.

The plateau loams on the older land forms higher than 360 m may, for the main part, be regarded as weathering layers in situ. Neither quartzites of the «*pierre de Stonne*»-type, nor quartz gravel were found higher than this level. The higher parts of the landscape must already have been exposed to weathering and denudation for a long time. If a peneplain stage preceded the development of the cuesta landscape (SCHMITHÜSEN, 1940; LUCIUS, 1950) this plain must have been situated higher than the recent highest summits of the cuestas. The oldest weathering products that were found at an altitude of 390 m to 410 m in south-western Gutland have an increase of kaolinite of about 50% with respect to the parent rock; the not very high percentage of kaolinite might be the result of Miocene weathering. As much of the material of the weathering profiles has already been denuded, we can now only study the zones of these profiles which are passing into the parent rock. The kaolinite contents of the upper parts of the profiles may have been higher.

B. Here a level of about 320 m and one of between 330 and 360 m may be distinguished. Gravel and quartzites of the «*pierre de Stonne*»-type are present in the 330-360 m level. Somewhat higher concentration of gravel are found near Gondrange; fine river sediments are absent. The increase of kaolinite, caused by weathering, amounts to 30 to 40%. The weathering-profiles on the lower level of about 320 m display an increase of kaolinite of no more than 20%. On this level gravel and «*pierre de Stonne*»-type quartzites are also found. Here again fine river sediment is absent.

From the scattered distribution of gravel between 320 and 360 m above sea level it may be assumed that these levels have developed from pediments and riverplains. The 20-40% increase of kaolinite in these levels, conforms with a Lower and Middle Pliocene weathering. The kieseloolite gravel of Gondrange (at a height of 346 m above sea level) is older than the gravel near the river Moselle, lying on about 300 m and containing granite gravel (DE RIDDER, 1957). It may be of the same age as the Waubach gravel in Dutch South Limburg. In that case the incision up to the 330-360 m level would have taken place in the Sarmato-Pontic period. The uplift of this level might then have taken place during the Rhodanian stage, in which case the 320 m level developed during the Brunsumian period.

«*Pierre de Stonne*»-type quartzites are found on the 320 to 360 m level; they are, however, encountered on the higher parts of the landscape. They appear to have come into existence on or near the local base level of erosion.

C. There is much quartz and quartzite gravel on the 300 m level in eastern Gutland; in south-western Gutland the gravel is chiefly composed of ironstone concretions, and fluvial sands are found here as well. The sediments are not older than Lower or Middle Reuverian, as in the south-western part they contain gravel composed of sandy limestone. The presence of undecomposed granite gravel near the river Moselle also implies a sedimentation that cannot be older than Upper Pliocene. The incision in the 300 m level would have taken place during the Late-Wallachian stage, so that the 275 m level of the river Alzette, upstream from Hesperange, was already present during the Tiglian period.

The chapter is concluded with some remarks concerning the morphology of Gutland where, in addition to characteristics of a cuesta landscape, pedimentforms are also present. In this cuesta landscape the river system has many subsequent river courses. The main direction of the pediments, covered by river sediments, has been determined by the subsequent direction of the rivers.

In my opinion the cuesta landscape in South Luxembourg already existed in the Upper Sarmatian period. It is by no means out of the question that the Miocene and pre-Miocene landscape always conformed to the rock structure to a rather high degree, so that besides altiplanative formations as pediments the Gutland had morphological forms with characteristics of a cuesta landscape.

SAMENVATTING

INLEIDING

In deze studie werden in Luxemburg voorkomende tertiaire vormen onderzocht. Op Lucius' Geologische Kaart van Luxemburg (1:25 000) zijn ze onderverdeeld in oud-tertiaire vormen en jong-tertiaire afzettingen.

Van deze, vaak als «plateauleem» aangeduide vormen werd de profielbouw en de morfologische situatie bestudeerd en de korrelgrootteverdeling alsmede de klei- en zware mineralensamenstelling onderzocht. Hierdoor kon een bijdrage geleverd worden tot de bepaling van de genese en de ouderdom van de plateaulemen.

Bovendien werden het hydrografische patroon en de vervalscurven der rivieren in Zuid-Luxemburg onderzocht. In samenhang met de afvoer van plateauleem materiaal door beken en rivieren, werd nagegaan welke invloed de verweringsprodukten op de samenstelling van de klei in de recente rivierbeddingen hebben. Het veldwerk werd in de zomermaanden van 1958 tot en met 1961 verricht.

De gegevens die verkregen werden bij het onderzoek van de monsters in het Fysisch Geografisch Laboratorium van de Universiteit van Amsterdam konden ondermeer vergeleken worden met analysesresultaten van vele daar aanwezige monsters uit andere gebieden van Europa. Een deel van deze analyses is verwerkt in een publicatie (BAKKER en LEVELT, 1964).

Het onderzoek van de plateaulemen en het rivierstelsel, geeft de mogelijkheid een geleiding aan te brengen in de morfologische ontwikkeling van het kustlandschap in Zuid-Luxemburg.

Het onderzoeksgebied ligt in het zuidelijke deel van Luxemburg, het z.g. Gutland, ten zuiden van de Attert tussen de landsgrens en de meridiaan over de stad Luxemburg. Er werden echter ook enkele plateaulemen in het oostelijke Gutland bestudeerd. Het onderzoek van de klei in de rivierbeddingen strekte zich over alle rivieren in het Gutland uit. Het onderzoeksgebied bevindt zich in een kustlandschap dat zich ten zuiden van de Ardennen heeft ontwikkeld in Trias- en Juragesteenten die zwak naar het zuiden en zuidwesten hellen. De toppen van de cuestas liggen rond 400 à 420 m. In het westen zijn de dalen tot 200 à 275 m boven de zee ingesneden. In het oosten zijn de rivieren die in de Moezel uitmonden tot 140-180 m boven de zeespiegel ingesneden.

HOOFDSTUK I

De tertiaire vormingen en afzettingen rusten op Trias- en Juragesteenten. Ieder van deze plateauleemvoorkomens werd met een handboor systematisch onderzocht. In het totaal werden volgens een regelmatig net ongeveer 1100 boringen geplaatst, waarvan de diepte wisselde van 1 tot 5 m. In aansluiting hierop werden 75 profielkuilen gegraven. Aldus konden er, voor de plateauleemvoorkomens representatieve profielen worden bemonsterd. Hiervan werden in het laboratorium 32 profielen, verdeeld over negen verschillende moedergesteenten, nauwkeurig onderzocht. Deze profielen dragen een nummer: het tiental ervan is voor plateaulemen op eenzelfde gesteente gelijk.

In het laboratorium werd de korrelgrootteverdeling van de monsters tussen 0 en 2 mm bepaald. Vele monsters waren niet grover dan 50 micron, zodat voor het zware-mineralenonderzoek de fractiegrenzen tussen 30 en 500 micron werden gekozen. De aanwezigheid van loess met zijn korrelgrootte maximum tussen 8 en 50 micron kan op deze wijzen eveneens onderzocht worden. De deeltjes kleiner dan 1 micron werden röntgen-analytisch onderzocht met behulp van een Guinier Camera; (KLUG en ALEXANDER, 1959; PORRENGA, 1958). Door de welwillende medeverking van Prof. Dr. C. H. MAC-GILLAVRY kon dit onderzoek een aanvang nemen in het Laboratorium voor Kristallografie van de Universiteit van Amsterdam. Later werd het voortgezet met apparatuur van het Fysisch-Geografisch Laboratorium van dezelfde Universiteit.

Door de Röntgenfilms te vergelijken met opnamen van een reeks zelf samengesteide mengsels van kleimineralen met vergelijkbare kristallisatiegraad, kreeg men een indruk van de quantitative verdeling der componenten. De getallen in de diverse klei-tabellen in deze studie geven een semi-quantitative interpretatie.

HOOFDSTUK II-X

De onderzochte plateauleemprofielen zijn, al naar gelang het gesteente waarop ze voorkomen in negen groepen ingedeeld. Deze groepen van profielen worden opeenvolgend in de hoofdstukken II-X aan een nadere analyse onderworpen. Hiertoe wordt in elk hoofdstuk een beschrijving van de profielopbouw van de betreffende plateaulemen gegeven en vervolgens de korrelgrootteverdeling, de samenstelling van de zware mineralen en de samenstelling van het kristallijne deel van de kleifractie besproken. Deze laboratoriumgegevens worden met elkaar en met de situatie van de profielen in het terrein in verband gebracht. De op deze wijze verkregen inzichten in de mineralogisch-sedimentologische eigenschappen van de onderzochte plateaulemen worden in hoofdstuk XI weergegeven, terwijl de morfologische aspecten in hoofdstuk XIII zijn samengebracht.

HOOFDSTUK XI

Om een beter inzicht te krijgen in de genese der plateaulemen heb ik in aansluiting op de profielanalyse van de hoofdstukken II tot en met X de volgende onderverdeling gemaakt:

- I. Plateaulemen als verweringsprodukt in situ en
- II. Plateaulemen met een gedeeltelijk sedimentair karakter

Dit sediment kan zijn:

- A. een riviersediment;
- B. een eolisch sediment;
- C. een conglifluctie- of solifluctie- dek.

Over de ouderdom van de plateaulemen was tot nu toe weinig bekend. De opvatting van LUCIUS (1948) als zouden het miocene en ten dele eocene vormingen betreffen, is niet in overeenstemming met zijn in 1950 geformuleerde idee over een pliocene schier-vlakte op 400 m door de cuestatoppen van het Gutland die eerst op het eind van deze periode werd ingesneden. In deze laatste zienswijze zouden de plateaulemen overwegend een kwartaire ouderdom bezitten. Omdat hij geen spoor van organismen had gevonden, kon LUCIUS geen datering op grond van fossielen geven. De enige andere datering van plateaulemen, die van DE RIDDER (1957) betreffende plateaulemen in het oostelijke Gutland, is wegens zijn minder juiste onderzoekingsmethode weinig betrouwbaar (zie ook JUNGERIUS, 1958) en kwam derhalve niet voor vergelijking in aanmerking.

I. Plateauleem als verweringsprodukt in situ

Een groot aantal van de onderzochte plateauleemprofielen moet worden opgevat als verweringslemen in situ. Dit kan worden afgeleid uit de overeenkomst in korrel-grootteverdeling en zware-mineralensamenstelling van de leem en van het sedimentaire mesozoïsche moedergesteente.

Het onderzoek der kleimineralen toont aan dat er verschillen bestaan in de mate van verwerking voor de verschillende plateaulemen. In de recente verweringsbodems rond Moutfort (JUNGERIUS, 1958) vormt de kleisamenstelling een afspiegeling van die in de moedergesteenten. Met name werd er geen toename van het kaolinietgehalte in de verweringsbodem geconstateerd. De kleifracties der plateaulemen daarentegen vertonen veelal aanzienlijk hogere kaolinietgehalten dan de klei van het uitgangsmateriaal. In Abb. 42 is de toename van het kaolinietgehalte uitgezet tegen de hoogteligging van het betreffende plateauleem. De hoogstliggende lemen vertonen de grootste kaoliniettoename. Hoger dan 340 m boven zee vindt men waarden van 40-50% voor de kaoliniettoename. Verweringslemen met een dergelijke toename moeten, zoals uit hoofdstuk XIII blijkt, ouder dan Midden Pliocen zijn. Dit impliceert dat de plateaus van 340 m en hoger een midden-pliocene of een hogere ouderdom moeten bezitten.

II. Plateaulemen met een sedimentair karakter

A. riviersediment

- Er worden twee typen onderscheiden: 1. zandig sediment en
2. grindafzettingen.

ad 1. In het 300 m niveau langs de Alzette stroomopwaarts van Hesperange, vindt men in de profielen 26, 43 en 46 fluviatiel zand dat uit het Doggergebied moet zijn aangevoerd. De sedimentatie moet op de grens Pliocen-Kwartair hebben plaatsgevonden

niet eerder, omdat de postsedimentaire verwerking niet intensief meer is geweest, en niet later omdat de Alzette zich nog niet in het 300 m niveau had ingesneden.

ad 2. Fluviatische afzettingen met rolstenen van ijzerconcreties vindt men o.m. in de profielen 71 en 73 op 330 resp. 300 m hoogte. In het zuidwesten van het Gutland wordt dit type rolstenen op vele plaatsen in het 300 m niveau gevonden, zowel langs de Alzette als b.v. tussen Holzem en Mamer en werd vermoedelijk eveneens in de overgang Pliocene-Kwartair afgezet (zie hoofdstuk XIII).

Met zijn fluviatische sediment op 330 m hoogte neemt profiel 71 in zijn omgeving een geïsoleerde plaats in. Mogelijk is het materiaal door tektonische bewegingen langs de breuk Deutsch-Oth uit het oorspronkelijk 300 m niveau opgeheven. Is het hoge kaolinietgehalte in profiel 71 echter mede door postsedimentaire verwerking ontstaan, dan is het sediment ouder dan dat in het 300 m niveau. Mogelijk is het dan even oud als het sterk verweerde kiezeloolietgrind dat op 340 m hoogte nabij Gondrange voorkomt, of ligt het tussen dit (vermoedelijk susterien grind) en de 300 m niveauvorming in en moet dan als behorend tot het Brunssumien worden opgevat.

B. eolisch sediment

Er wordt onderscheid gemaakt tussen:

1. loess;
2. eolisch zand;
3. niveo-eolische afzettingen.

ad 1. Vele plateauleemprofielen bevatten een weinig loess. Soms is dit als een zelfstandige horizont in het veld te herkennen. In andere gevallen is het met de plateauleem vermengd en is de aanwezigheid af te lezen uit de korrelgrootteverdeling (een top tussen 8 en 50 mikron) en uit de zware-mineralensamenstelling (mineralen van de epidootgroep en groene hoornblende).

In welke perioden de afzetting van loess in Luxemburg plaats vond is niet precies bekend. SCHMITZ (1957) en JUNGERIUS (1958) denken voor hun gebieden aan een Rissloess.

Het karakter van de in deze studie onderzochte zware fractie van de loess in zuidwestelijk Gutland komt overeen met de samenstelling van de bovenste zone van het loessprofiel van Pettingen, nabij Mersch in Luxemburg. Deze granaatrijke zone kan op zware-mineralen inhoud gecorreleerd worden met de «loess supérieur» van Rocourt in Hesbaye die een würm ouderdom bezit (GULLENTOPS, 1954). De granaatarme zone van Pettingen (dieper dan 170 cm) zou dan met de «loess inférieur» van Rocourt overeenkomen en in de Riss-ijstijd zijn afgezet. De loess die in de plateauleem wordt aange troffen zou dan een würm ouderdom bezitten.

Door het onderzoek van een groot aantal monsters kon de kennis over de mineralogische samenstelling van de loess worden uitgebreid.

Naast de mineralen van de epidootgroep en groene hoornblende, blijken ook staurolith, distheen en chloritoid, zij het in kleine percentages in de zware fractie van de loess aanwezig te zijn. GULLENTOPS (1954) vermeldt staurolith in de belgische loess. DRUIF (1927) vindt distheen en staurolith in de loess van Zuid-Limburg. Chloritoid komt hierin niet voor. Dit mineraal kan gedurende het transport uit de Cambrische zone van

Otré zijn opgenomen. Bij windrichtingen tussen west en noord tijdens de loessafzettingen komt de chloritoid-houdende loess ten zuiden en zuidoosten van de Ardennen voor.

Illiet is het dominante mineraal in de kleifracties der luxemburgse loessafzettingen. Hiernaast komen kaoliniet en kwarts in kleine hoeveelheden voor. In sommige monsters vindt men tot 15% montmorilloniet in andere monsters is het geheel afwezig. In een aantal loessmonsters werden zwakke reflecties van een 14 A-mineraal, mogelijk chloriet, gevonden. Waar een loesslaagje een kaolinietrijk plateauleem bedekt, ziet men het kaolinietgehalte naar boven in het profiel afnemen.

ad 2. Eolisch zand komt voor in profiel 11 op de Dogger. Het materiaal werd voornamelijk opgenomen uit de zandige verweringsdekken op de Dogger. De vrij grote hoeveelheid kaoliniet in de kleifractie van het eolisch sediment kan uit oude verweringsdekken zijn opgenomen. Ook van grotere afstand werd materiaal aangevoerd. Dit blijkt uit de aanwezigheid van epidoot en groene hoornblende in de zware fractie.

In profiel 22 is een zandige loess aangetroffen, vermengd met verweringsmateriaal van de Posidonienschiefer.

ad 3. Niveo-eolische afzettingen werden waargenomen o.a. in profiel 91 bij Niederpallen en profiel 45 aan de voet van de Paltersberg ten noorden van Bettembourg. Ook bij de sedimentatie van het zoëven genoemde profiel 11 moeten niveo-eolische condities hebben geheerst.

C. congelifluctie- of solifluctie-dek

Op de plateauleemvoorkomens werden slechts zeer zelden solifluctiedekken waargenomen. De plateaulemen werden in periglaciale perioden niet zeer sterk door solifluctieprocessen aangegrepen.

HOOFDSTUK XII

De kleisamenstelling van een aantal bodem- en gesteentemonsters die in Luxemburg verzameld werden is nogal wisselend. De verweringsbodems en de mesozoïsche sedimentaire gesteenten die JUNGERIUS in het oosten van het Gutland onderzocht zijn in het algemeen kaoliniet-arm. Vele plateaulemen en enkele liassische sedimenten in het zuidwesten van het Gutland bevatten daarentegen vrij veel kaoliniet.

Nagegaan werd in hoeverre de kleisamenstelling van de verschillende verweringsdekken de samenstelling van de recente rivierklei beïnvloedt. Hiertoe werden uit alle rivieren van het Gutland een of meerdere monsters van klei uit de laagwaterbedding verzameld. Op grond van de kleisamenstelling (Tabelle 37, Karte 2) kan men de rivieren in twee groepen indelen:

I. Rivieren die tenminste in de eerste kilometers van hun bovenloop kaolinietrijke klei (tot 40% kaoliniet) bevatten. Hiertoe behoren de Alzette, de Mamer, de Eisch en de Chiers; allen in het zuidwesten van het Gutland.

II. Rivieren waarvan de sedimentaire klei kaoliniet-arm is. Het zijn de Attert, de Wark, de Sauer, de Syre evenals de Moezel met zijn affluënten in het noorden en het oosten van het Gutland.

ad I. De rivieren in het zuidwesten van het Gutland

De subsequeute bovenlopen van de Mamer en de Alzette alsmede de Petrusse en de Drosbach zijn oostwaarts gericht en geven de indruk tot een naar het oosten ontwaterend systeem behoord te hebben. De bovenloop van de Eisch zou via de laagte ten oosten van Kleinbellingen een deel van dit systeem kunnen zijn geweest.

Het landschap tussen de cuestas van de Luxemburger Sandstein en van de Spinatusschichten, waarin de Eisch, de Mamer, de Petrusse en de Drosbach stromen is zeer vlak. De rivieren hebben in dit gebied een zeer klein verhang ($1,2\text{‰}$) dat abrupt toeneemt wanneer de rivieren de Luxemburger Sandstein bereiken. Tevens gaat hier de oostelijke richting der rivieren met een scherpe bocht in een noordelijke over.

De Alzette en zijn zijrivieren die het gebied tussen de Spinatus- en de Doggercuesta draineren, hebben eveneens een klein verhang (Abb. 43).

De klei in de rivieren in het zuidwesten van het Gutland is kaoliniet-rijk. Waar de rivieren de Spinatusschichten, de Margaritatusschichten of de fossilarme Tone aansnijden kan dit mineraal uit het gesteente zijn opgenomen. Rivieren die geen contact met de zojuist genoemde gesteenten hebben, betrekken de kaoliniet uitsluitend uit de plateau-lemen. Uit Karte 2 kan men aflezen dat het kaolinietgehalte in de rivierbedding terugloopt wanneer de rivieren het zuidwesten van het Gutland verlaten. In deze gebieden zijn er noch gesteenten noch plateau-lemen waaruit kaoliniet zou kunnen worden opgenomen en ontvangen de rivieren overwegend klei van het illiettype.

Omdat de zijriviertjes van de boven-Alzette in het «kaolinietgebied» wijd vertakt zijn en de midden-Alzette bijna geen affluents heeft, loopt het kaolinietgehalte in dit riviergedeelte slechts langzaam terug. De Mamer daarentegen heeft slechts een weinig vertakte bovenloop in het «kaolinietgebied» zodat het kaolinietgehalte buiten dit gebied vrij snel afneemt.

De rivieren Sauer en Attert die met de Schiefer van het Devoon in contact staan, hebben een weinig chloriet in de kleifractie.

ad II. De rivieren in het oosten van het Gutland

Het Keupergebied in het oosten van het Gutland wordt door de Moezel en zijn zijrivieren ontwaterd. De Syre is met een lengte van 31 km van deze laatste de belangrijkste rivier. In een boog volgt hij op een afstand van 2 tot 6 km de cuesta van de Luxemburger Sandstein en heeft tussen Moutfort en Wecker een verhang van slechts $2,4\text{‰}$ (Abb. 43). Dit brede en wijde dalgedeelte is in een 300 m-niveau ingesneden. Het is ouder dan de jonge rivierdalen van de kleine Moezel affluents die een verhang van gemiddeld 18‰ hebben. De hernieuwde insnijding van de Syre vanuit de Moezel manifesteert zich in de laatste 7 km van zijn loop. De in het oosten van het Gutland verzamelde klei uit de rivierbeddingen is kaoliniet-arm. Illiet is dominant. Hiernaast vindt men steeds kwarts, en soms sporen van chloriet, kaoliniet of corrensiet. Dit laatste mineraal dat, door LIPPMANN (1954) in Keuper nabij Maulbronn (W.-Duitsland) werd beschreven, werd door mij in de Luxemburgse Keuper eveneens aangetroffen.

Uit het ontbreken van kaoliniet in de klei der rivieren in het oosten van het Gutland mag worden afgeleid dat er geen «kaolinietbronnen» van enige omvang in dit gebied

aanwezig zijn. Van de door JUNGERIUS (1958) onderzochte gesteenten hebben alleen de Rote Tone kaoliniet in de kleifractie. Door hun geringe dikte zijn ze als kaolinietleverancier van geen betekenis. Ook de door LUCIUS in het oosten van het Gutland aangegeven plateaulemen zijn kaoliniet-arm. In tegenstelling tot het westen heeft het oosten van het Gutland geen kaolinietrijke verweringsdekken.

Het landschap van het oostelijke Gutland tussen de Moezel en de cuesta van de Luxemburger Sandstein moet uit een riviervlakte zijn ontstaan. Dat er in het hier ontwikkelde niveau tussen 300 en 340 m rivieren gestroomd hebben kan uit het verspreid voorkomen van grind worden afgeleid. Eventuele plateaulemen werden onder invloed van deze rivieren afgevoerd. Het is niet onwaarschijnlijk dat de zojuist genoemde Luxemburger Sandstein cuesta grotendeels door laterale erosie van deze rivieren zijn huidige positie heeft verkregen. Het riviergrind is in het Midden- of Boven-Plioceen afgezet.

In dit hoofdstuk wordt voorts aangetoond waarom de opvatting van BAECKEROOT (1942) — die in Zuid-Luxemburg een pre-Plioceen cuetalandschap aanneemt dat in het Plioceen met een puinlaag werd toegedekt — niet houdbaar is.

HOOFDSTUK XIII

Bij de bestudering van de morfologische ontwikkeling van de Europese middengebergten is het van belang de wisselingen die zich in het tertiaire klimaat voordoen in de beschouwing te betrekken. Er moet dan rekening gehouden worden met klimaatvariëaties van warm-vochtige perioden naar zeer droge perioden (BAKKER en LEVELT 1964). In het eerste geval geeft de sterke chemische verwerking aanleiding tot de vorming van diepe verweringsprofielen. In het laatste geval kan deze verwerking slechts in rivierdalen vrij krachtig werkzaam zijn, terwijl de hogere delen van het landschap wegens het ontbreken van een gesloten plantendek door denudatie sterk worden aangetast. Voor de vorming van pedimenten en schiervlakten is juist deze wisseling van klimaten van belang.

Een kort overzicht over de verschillende klimaatsperioden, met een aanduiding betreffende de kaoliniettoestand in de verweringsbodems of sedimenten moge hier volgen.

In het Eoceen heerst een tropisch klimaat dat onderbroken door een zeer droge periode zich tot aan het eind van het Oligoceen handhaaft. De klei in de diepe verweringszones vertoont een extreme kaolinietdominantie. In het Mioceen worden warm-vochtige perioden van het Florida-Yucatan type eveneens afgewisseld met drogere tijden. De klei der miocene verweringsprofielen hebben naast kaoliniet als niet onbelangrijke component illiet. Aan het eind van het Mioceen wordt het klimaat koeler. In het Plioceen heerst er een «palmgrens» klimaat, de warmste perioden variëren tussen een vochtig subtropisch Golfstatenklimaat en een zomer droog mediterraan klimaat. Het kaolinietgehalte in de klei is weer lager. Zo bevat de Reuver-klei uit de type-localiteit in Nederlands Zuid-Limburg 20 à 25% kaoliniet.

In de Tegelen-klei (Villafranchien) wordt nog slechts zeer weinig kaoliniet gevonden (10 à 15%).

Wat uit de eigenschappen van de tertiaire afzettingen en verwerings-produkten in het Gutland volgt voor de ouderdom van de verschillende niveaus waarop ze voorkomen, wordt in het volgende besproken.

Ten dele in aansluiting op LUCIUS (1948 en 1950) kunnen we de vlakkere delen in Zuid-Luxemburg in drie groepen indelen:

- A. Vlakken die hoger dan 360 m boven zee liggen;
- B. Niveaus tussen 320 en 360 m;
- C. Niveaus rond 300 m.

ad A. LUCIUS (1948) spreekt over een pre-miocene vereffeningsvlakte tussen 320 en 350 m in het Gutland. Zijn veronderstelling (1950) betreffende een pliocene schier-vlakte op 400 m door de cuestatoppen van het Gutland is hiermede niet te verenigen. Uit mijn onderzoek blijkt dat de rivieren in het Boven-Pliocen tot het 300 m niveau waren ingesneden.

De plateaulemen op de oudere vormassociaties boven 360 m zijn bijna alle als verweringsbodems in situ op te vatten. Boven deze hoogte werden geen kwartsieten van het type pierre de Stonne gevonden evenmin als grind. De hogere vormen moeten reeds lang aan verwerking en denudatie hebben blootgestaan. Als er al een schiervlakte stadium vooraf gegaan is aan de ontwikkeling van het cuestalandschap (SCHMITHÜSEN, 1940; LUCIUS, 1950) dan moet dit vlak hoger gelegen hebben dan de recente hoogste punten van de cuestas.

De oudste verweringsprodukten die tussen 390 en 410 m in het zuidwesten van het Gutland werden gevonden, hebben een kaoliniettoename t. o. v. het moedergesteente van ongeveer 50%. Het niet zeer hoge kaolinietgehalte zou het resultaat van een miocene verwerking kunnen zijn. Omdat er van de tertiaire verweringsprofielen reeds veel materiaal is afgevoerd, bestuderen we nu nog slechts de overgangszones van deze profielen naar het moedergesteente. Het is mogelijk dat de kaolinietgehalten hoger in het profiel groter waren.

ad B. We onderscheiden hier een niveau rond 320 m en een tussen 330 en 360 m. Het hogere niveau bevat grind en kwartsieten van het type pierre de Stonne. Nabij Gondrange komt het grind al in een iets grotere concentratie voor. Fijne riviersedimenten worden niet gevonden. De door verwerking veroorzaakte kaoliniettoename is 30 à 40%.

De verweringsprofielen in het lagere niveau omstreeks 320 m geven een kaoliniettoename van niet meer dan 20% te zien. Ook in dit niveau wordt grind en kwartsiet van het type pierre de Stonne gevonden. Fijn riviersediment ontbreekt.

De aanwezigheid van grind op de niveaus tussen 320 en 360 m doet vermoeden dat deze uit pedimenten en riviervlakten zijn ontwikkeld. De in deze niveaus gevonden kaoliniettoename van 20 tot 40 % past in het beeld van een onder- en midden-pliocene verwerking. De kiezeloolieten in het grind van Gondrange (op 346 m boven zee) is ouder dan het op 300 m hoogte liggende en granietrolstenen bevattende grind (DE RIDDER, 1957) nabij de Moezel. Mogelijk is het even oud als het Waubach grind in Nederlands Zuid-Limburg (= Susterien). De insnijding tot het 330-360 m niveau zou dan in de sarmatopontische periode plaatsgevonden hebben. Vervolgens zou de opheffing van dit niveau

tijdens de rhodanische fase plaats gehad kunnen hebben zodat het 320 m niveau zich in het Brunssumien ontwikkelde.

Kwartsieten van het type pierre de Stonne worden in het 320 tot 360 m niveau gevonden; ze ontbreken echter op de hogere vormassociaties. Ze schijnen in of nabij de erosiebasis te zijn gevormd.

ad C. Er ligt veel kiezelgrind in het 300 m niveau in het oosten van het Gutland; in het zuidwesten bestaan de rolstenen voornamelijk uit ijzerconcreties. Hier ook worden fluviatiele zanden gevonden. De sedimenten zijn niet ouder dan Midden- of Onder-Reuverien daar ze in het zuidwesten rolstenen van kalkzandsteen bevatten. De aanwezigheid van niet-gedecomposeerde granietrolstenen nabij de Moezel wijst eveneens op een sedimentatie die niet ouder dan Boven-Pliocéen kan zijn.

De insnijding in het 300 m niveau zou tijdens de jong-wallachische fase hebben plaatsgevonden, zodat het 275 m niveau van de Alzette stroomopwaarts van Hesperange in het Tiglien reeds gevormd was.

Het hoofdstuk sluit met enkele opmerkingen over de morfologie van het Gutland dat naast karaktertrekken van een cuestalandschap ook pedimentvormen omvat. In dit cuestalandschap heeft het rivierstelsel vele subsequeunte riviergedeelten. De hoofdrichting van de door riviersedimenten bedekte pedimenten is door de subsequeunte richting van de rivieren bepaald.

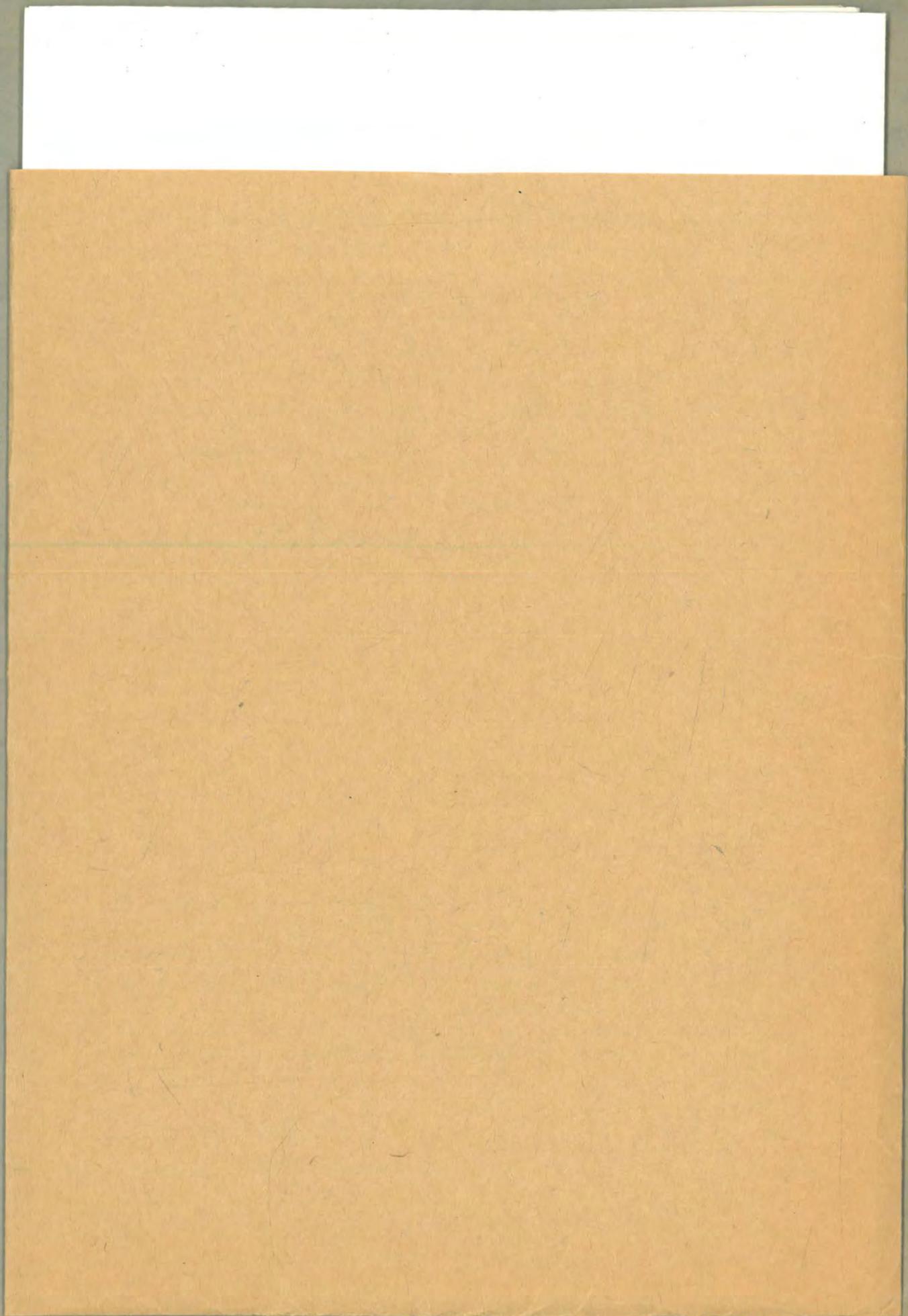
Het cuestalandschap in Zuid-Luxemburg bestond mijns inziens reeds in de Boven-Sarmaat. Het lijkt mij geenszins uitgesloten dat ook het miocene en pre-miocene landschap steeds een vrij grote mate van aanpassing aan de gesteentestructuren vertoonde zodat het Gutland reeds in het Oud-Tertiair, naast altiplanatieve vormen als pedimenten, kenmerken van een cuestalandschap bezat.

LITERATUR

- ANTUN, P., (1953) *Les associations des minéraux denses du Mésozoïque Luxembourgeois*. — Ann. Soc. Géol. Belg., 76, S. 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, S. 87-94.
- BAECKEROOT, G., (1929) *Paléontologie. Sur la présence de fossiles d'âge aquitanien dans des grès quartzites épars à la surface du plateau mosellan*. — C. R. Acad. Sc., 189, S. 804.
- BAECKEROOT, G., (1942) *Oesling et Gulland. Morphologie du Bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle*. — Paris.
- BAKKER, J. P., (1930) *Einige Probleme der Morphologie und der jüngsten geologischen Geschichte des Mainzer Beckens und seiner Umgebung*. — Geogr. en Geol. Med., Utrecht.
- BAKKER, J. P., (1948) *Over tectogene en morfogene gelijktijdigheid bij de jongere gebergtevorming in West- en Midden Europa in het kader van denudatieve altiplanatie*. — Natuurw. Tijdschr., 30, S. 3-53.
- BAKKER, J. P., (1957) *Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide*. — Z. Geomorph., 1,1, S. 1-43.
- BAKKER, J. P. und H. J. MÜLLER, (1957) *Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam*. — Lautensachfestschr., Stuttg. Geogr. Stud., 69, S. 365-397.
- BAKKER, J. P., (1958a) *Die Flächenbildung in den feuchten Tropen*. — Dtsch. Geogr. Tag, Würzb., 1957, Wiesbaden, S. 86-88.
- BAKKER, J. P., (1958b) *Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam*. — Dtsch. Geogr. Tag, Würzb., 1957, Wiesbaden, S. 122-131.
- BAKKER, J. P., (1960) *Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes* — Z. Geomorph. Suppl. Bd., I, S. 69-92.
- BAKKER, J. P., (1963a) *Großregionale Verwitterungszonen und Ferntransport von Ton durch Meeresströmungen*. — T.K.N.A.G., 80, 2, S. 109-120.
- BAKKER, J. P., (1963b) *Different types of geomorphological maps. A comparison of the Polish geomorphological maps (Klimazewski-Galon) with those from other countries*. — Geogr. Stud., 46, S. 13-22, Warszawa.
- BAKKER, J. P., and Th. W. M. LEVELT, (1964) *An inquiry into the probability of a polyclimatic development of peneplains and pediments (etchplains) in Europe during the Senonian and Tertiary Period*. — Lucius-Gedenkb., Lux.
- BENTOR, Y. K., (1952) *Relations entre la tectonique et les dépôts de phosphates dans le Neguev israélien*. — XIX Congr. Int. Géol. Alger., 9, S. 93-102.
- BIRZER, F., (1939) *Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb*. — Z. Dtsch. Geol. Gesell., 91, S. 1-57.
- BOUT, P., (1960) *Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier; corrélations françaises et européennes*. — C.N.R.S., Le Puy.
- BROWN, G., (1961) *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. — Min. Soc. London.
- BRUNNACKER, K., (1959) *Jungtertiäre Böden in Nordbayern*. — Geol. Blätt., Nordost-Bayern, 9, Erl., S. 55-63.
- BÜDEL, J., (1948) *Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer*. — Erdk., 2, S. 22-53.
- BÜDEL, J., (1958) *Die Flächenbildung in den Feuchten Tropen und die Rolle Fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen*. — Dtsch. Geographentag Würzb. 1957.
- BÜDEL, J., (1958) *Die «doppelten Einebnungsflächen» in den feuchten Tropen*. Z. f. Geomorph. N. F., 1, S. 201-228.
- CAILLÈRE, S. und S. HENIN, (1963) *Minéralogie des Argiles*. — Paris.
- CAPDECOMME, L., (1952) *Sur les phosphates alumineux de la région de Thiès (Sénégal)*. — C. R. Acad. Sc., Fr., 235, S. 187.
- DRUIF, J. H., (1927) *Over het ontstaan der Limburgsche löss in verband met haar mineralogische samenstelling*. — Utrecht.

- DYLIK, J., (1960) *Rhythmically stratified slope waste deposits*. — Biul. Peryglacj., 8, S. 31-41, Lodz.
- EDELMAN, C. H., (1933) *Petrologische Provincies in het Nederlandsche Kwartair*. — A'dam.
- EDELMAN, C. H. und D. J. DOEGLAS, (1933) *Bijdrage tot de petrologie van het Nederlandsche tertiair*. — Verh. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie, 10, S. 1-38.
- ELOUARD, P., (1959) *Étude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal*. — Paris.
- ELHAI, H., (1963) *La Normandie Occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton*. — Bordeaux.
- FREYBERG, B. VON, (1926) *Die Tertiär quarzite Mitteldeutschlands und ihre Bedeutung für die Feuerfeste Industrie*. — Stuttg.
- GANSSSEN, R., (1957) *Bodengeographie*. — Stuttg.
- GREBE, H., (1882) *Über das Rotliegende, die Trias, das Tertiär und Diluvium in der Trier'schen Gegend*. — Jb Pr. Geol. L. A., 3.
- GRIMM, R. E., (1953) *Clay mineralogy*. — London.
- GUILLIEN, Y., (1964) *Grèzes litées et bancs de neige*. — Geol. en Mijnb. 43, 3, S. 103-112.
- GULLENTOPS, F., (1952) *Découverte en Ardenne de Minéraux d'origine volcanique de l'Eifel*. — Bull. Acad. Roy. Belg., 38, S. 736-740.
- GULLENTOPS, F., (1954) *Contributions à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique*. — Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 18, S. 123-252.
- HAMMEN, Th. v. D., (1957) *Climatic periodicity and evolution of South America Maestrichtian and Tertiary floras*. — Bol. Geol., 5, 2.
- HARRASSOWITZ, H., (1930) *Fossile Verwitterungsdecken*. — In BLANCK: *Handbuch der Bodenlehre*, 4, S. 280-281, Berlin.
- HATHAWAY, J. C. und D. CARROLL, (1953) *Distribution of clay minerals and ion-exchange capacity in some sedimentary materials*. — Clays and Clay Min. Sec. Nat. Conf., S. 264-276.
- HERMANS, W. F., (1955) *Description et gène des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling*. — A'dam.
- JESSEN, O., (1936) *Reisen und Forschungen in Angola*. — Berlin.
- JESSEN, O., (1938) *Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie*. — Z. Gsell. Erdk., S. 36-49.
- JUNGERIUS, P. D., (1958) *Zur Verwitterung, Bodenbildung und Morphologie der Keuper-Liaslandschaft bei Moutfort in Luxemburg*. — Publ. Fys.-Geogr. Lab. Univ. A'dam, 2.
- JUNGERIUS, P. D. und T. W. M. LEVELT, (1964) *Clay mineralogy of soils over sedimentary rocks in Eastern Nigeria*. — Soil. Sc., 97, 2, S. 89-95.
- KEELLING, P. S., (1956) *Sepiolite at a locality in the Keuper marl of the Midlands*. — Min. Mag., 31, S. 328-332.
- KELLER, W. D., (1957) *The principles of chemical weathering*. — Columbia Missouri.
- KLUG, H. P. und L. E. ALEXANDER, (1959) *X-Ray diffraction procedures*. — S. 217-218, New York.
- KOWALSKI, K., (1960) *Cricetidae and Microtidae (Rodentia) from the Pliocene of Weze (Poland)*. — Acta Zool. Cracov., 5, 11, S. 447-505.
- KREMER, E., (1954) *Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel als Beitrag zur Quartärgeschichte*. — Arb. Rhein Landesk., 6, Geogr. Inst. Univ. Bonn.
- LIPPMANN, F., (1954) *Über einen Keuperton von Zaisersweiher bei Maulbronn*. — Heidelb. Beitr. Min. u. Petr., 4, S. 130-134.
- LIPPMANN, F., (1956) *Clay minerals from the röh member of the triassic near Göttingen, Germany*. — J. Sed. Petr., 26, S. 125-129.
- LIPPMANN, F., (1959) *Corrensit*. — HENTZE-CHUDOBA «Handbuch der Mineralogie», Erg., 2, S. 688-691.
- LOUIS, H., (1953) *Über die ältere Formenentwicklung im Rheinischen Schiefergebirge, insbesondere im Moselgebiet*. — Münch. Geogr. Hefte 2.
- LOUIS, H., (1957) *Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie*. — Geomorph. Stud., Machatschekfestsch. Pet. Mitt. Erg. H. 262.
- LUCAS, J., (1962) *La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias*. — Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 23.
- LUCIUS, M., (1937) *Die Geologie Luxemburgs in ihren Beziehungen zu den benachbarten Gebieten*. — Veröffentl. Lux. Geol. L. A., 1.
- LUCIUS, M., (1948) *Das Gutland*. — Veröffentl. Lux. Geol. D., 5.
- LUCIUS, M., (1950) *La notion de pénéplaine et le modèle du terrain de l'Ardenne Luxembourgeoise (Oesling)*. — Bull. Soc. Natural. Lux., 44, S. 274-308.
- LUCIUS, M., (1961) *La Présence de Loess, de minéraux denses et de minéraux volcaniques dans les dépôts meubles de notre pays*. — Bull. Soc. Natural. Lux., 63, S. 3-18.
- MACKENZIE, R. C., (1951) *A micro-method for determination of cation-exchange capacity of clay*. — Clay Min. Bull. 1, 7, S. 203-205.
- MEHRA, O. P. und M. L. JACKSON, (1960), *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*. — Clay and Clay Min. Sev. Nat. Conf., S. 317-327.

- MILLOT, G., (1949) *Relations entre la constitution et le genèse des roches sédimentaires argileuses.* — Géol. Appl. et Prospec. Min., II.
- MILLOT, G., (1964) *Géologie des Argiles.* — Paris.
- MILNER, H. B., (1962) *Sedimentary Petrography.* — London.
- MORTENSEN, H., (1947) *Alternierende Abtragung.* — Nachr. Akad. Wiss. Gött., Math. Phys. Kl., S. 27-30.
- MORTENSEN, H., (1949) *Rumpffläche, Stufenlandschaft, Alternierende Abtragung.* — Pet. Mitt., S. 1-14.
- MORTENSEN, H., (1953) *Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft.* — Verh. u. Wiss. Abh. Dtsch. Geogr. Tages, Essen.
- MÜCKENHAUSEN, E., (1951) *Fossilböden in der nördlichen Eifel.* — Geol. Rdsch., 41, S. 253-268.
- MUNSELL, A. H., *Color Charts.* — Munsell Color Co. Inc. Baltimore.
- PFEFFER, P., (1938) *Verwitterungsstudien an Bodenprofilen auf alten Landoberflächen im Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges.* — Jb. Pr. Geol. L. A., 59, S. 176-196.
- PIKET, J., (1960) *Het Oeslinglandchap rondom Hosingen.* — Utrecht.
- POKORNY, J., (1963) *The development of Mogotes in the Southern part of the Cracow Upland.* — Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Géol. et Géogr., 11, 3, S. 169-175.
- PORRENGA, D. H., (1958) *The applications of a multiple Guiniercamera (after P. M. de Wolff) in clay mineral studies.* — Amer. Min., 43, S. 770-774.
- RIDDER, N. A. DE, (1957) *Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes.* — Utrecht.
- RÓZYCKI, Z. S., (1961) *Guide-book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Middle Poland, I.* — Vth INQUA Congress, Poland.
- SCHMITZ, G., (1957) *De terrassen en meanders van de Luxemburger Sauer boven Goebelsmühle.* — Utrecht.
- SCHNITZER, W. A., (1956) *Die Landschaftsentwicklung der südlichen Frankenalb im Gebiet Denkendorf-Kösching nördlich von Ingolstadt.* — Geol. Bavar., 28, S. 1-47.
- SINDOWSKY, K. H., (1938) *Korngrößen- und Schwermineralverteilung in den Tuffen und Lössen des Laacherseegebietes.* — Decheniana, 98, S. 55-70.
- SLANSKY, M., (1959) *Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo.* — Nancy.
- SLUITER, W. J. und A. J. PANNEKOEK, (1964) *El Bierzo. Etude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne.* — Leidse Geol. Meded., 30, 2, 141-181.
- SOIL SURVEY STAFF, (1951) *Soil Survey Manual.* — U. S. Dep. Agr. Handb., 18, Washington.
- STEFFEN, M., (1951) *Zur Morphologie des südlichen Randgebietes der Luxemburger Ardennen.* — Veröffentlich. Lux. Geol. D., 8.
- SZAFER, W., (1954) *Pliocenska flora okolic czorsztyna.* — Inst. Geol., XI, Warszawa.
- SZAFER, W., (1961) *Miocenska flora ze starych gliwic na slasku.* — Inst. Geol., XXXII, Warszawa.
- TAVERNIER, R. und J. LARUELLE, (1952) *Bijdrage tot de Petrologie van de recente Afzettingen van het Ardennese Maasbekken.* — Natuurw. Tijdschr. 34, S. 81-98.
- TREADWELL, F. P., (1947) *Analytical Chemistry. Quantitative Analysis, II.* New York.
- TRÖGER, W. E., (1959) *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* — Stuttg.
- TURNAU-MORAWSKA, M., (1949) *Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin-Upland.* — Ann. Univ. M. Curie-Sklod., Lublin, IV.
- VERHOEVEN, H. J. M., (1963) *Semi-detailed Soil Survey of a region between Ettelbrück-Mersch (Lux.)* — I.T.C., Delft.
- VINK, A.P.A., (1949) *Bijdrage tot de kennis van Loess en Dekzanden in het bijzonder van de zuidoostelijke Veluwe.* — Wageningen.
- VRIES, O. de, (1921) *De granulaire samenstelling van Nederlandsche Grondsoorten.* — Versl. Landb. Onderz., 's-Grav., 48.
- WENZ, W., (1921) *Das Mainzer Becken und seine Randgebieten.* — Heidelb.
- WOLFF, P. M. DE, (1948) *Multiple Guinier cameras.* — Acta Crist. 1, S. 207-211.
- X-RAY POWDER DATA FILE — Publ. A.S.T.M., Philadelph.
- YAALON, D. H., (1955) *Clays and some non-carbonate minerals in limestones and associated soils of Israel.* — Bull. Res. Coun. Israel, 5B, 2, Sect. B, S. 161-173.
- ZAGWIJN, W. H., (1959) *Zur stratigraphischen und pollenanalytischen Gliederung im Roertal-Graben und Venloer Graben der Niederlande.* — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 4, S. 5-26.
- ZAGWIJN, W. H., (1960) *Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands.* — Meded. Geol. Sticht., C, III, 1, 5.
- ZONNEVELD, J.I.S., (1956) *Schwermineraliengesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten.* — Geol. en Mijnb., 18, S. 395-401.



Imprimerie Saint-Paul, Luxembourg