

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XIII

**ZUR VERWITTERUNG, BODENBILDUNG
UND MORPHOLOGIE DER KEUPER-LIASLANDSCHAFT
BEI MOUTFORT IN LUXEMBOURG**

VON

Dr. P. D. JUNGERIUS

LUXEMBOURG 1958
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

GRAND-DUCHÉ DE LUXEMBOURG
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS
SERVICE GÉOLOGIQUE

PUBLICATIONS DU SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG
VERÖFFENTLICHUNGEN DES LUXEMBURGER GEOLOGISCHEN DIENSTES

VOLUME XIII

**ZUR VERWITTERUNG, BODENBILDUNG
UND MORPHOLOGIE DER KEUPER-LIASLANDSCHAFT
BEI MOUTFORT IN LUXEMBOURG**

VON

Dr. P. D. JUNGERIUS

LUXEMBOURG 1958
SERVICE GÉOLOGIQUE DE LUXEMBOURG

EINLEITUNG

Diese Arbeit ist ein Versuch, einige auch für die Formentwicklung der Landschaft wichtige Eigenschaften der Böden der Luxemburger Liasschichtstufe bei Moutfort zu untersuchen.

Die Daten wurden einesteils im Gelände, anderenteils im Labor erhalten. Im Felde wurde die Art der Verwitterung und Bodenbildung auf den mesozoischen Schichten, welche die Liasschichtstufe bilden, untersucht. Ebenfalls wurden Daten über die Erosion und die Denudation dieses Cuestarandes gesammelt, wobei nicht nur das Studium der Verwitterung und Bodenbildung, sondern selbstverständlich auch der Habitus der alluvialen und kolluvialen Ablagerungen in die Betrachtung mit einbezogen wurden.

Daneben wurde mit Zuhilfenahme der Bodenkartierungsgeräte die Möglichkeit untersucht, die Lage der Verwerfungen des Gebietes genauer festzustellen. Die Daten der Beobachtungen im Gelände wurden in einer Bodenkarte mit zugehöriger Legende und Profilbeschreibungen zusammengefaßt. Diese Bodenkarte hat eine Vergrößerung der neuen topographischen Karte von Luxemburg (1 : 15 000), als Grundlage.

Die Geländearbeit für diese Untersuchung wurde in den Sommern 1955, 1956 und 1957 mit Hilfe von Profillöchern und Bohrungen bis 1,20 m Tiefe ausgeführt. Um eine genaue Beschreibung der Bodentypen zu ermöglichen, wurden etwa 120 Profillöcher gegraben. Die Bohrungen wurden zuerst jede 100 m ausgeführt. Nachher wurde, wo das für eine genaue Bestimmung der Grenzen zwischen den verschiedenen Bodentypen notwendig war, noch Zwischenbohrungen gemacht. Gleichzeitig wurden die Löcher für die Entnahme einer großen Anzahl von Bodenproben benutzt. Diese Proben wurden im Laboratorium untersucht. Einerseits beabsichtigte die Laborarbeit die Bodenbeschreibungen zu ergänzen — dazu gehören die Schlämmanalysen, die Bestimmung der pH, des Karbonatgehaltes und des Humusgehaltes — andererseits aber wurden im Laboratorium mehr selbständige Untersuchungen gemacht. Dazu gehören die Determination der Schwermineralien und die Analyse der Tonfraktion, welche u. a. für die Beurteilung der Erosions- und Verwitterungserscheinungen von größter Bedeutung sind.

Die vorliegende Arbeit ist zustande gekommen unter Leitung von Herrn Prof. Dr. J. P. BAKKER, Direktor des Physisch-Geographischen Laboratoriums der Universität von Amsterdam und Herrn Dr. M. LUCIUS, Direktor des «Service géologique» von Luxemburg. Gerne möchte ich allen danken, die an dieser Arbeit beteiligt waren.

Mein Dank gilt in erster Linie meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. J. P. BAKKER, der für meine Untersuchungen ein sehr reges Interesse gezeigt hat, und dem ich viele sehr wertvolle Hinweise beim Zustandekommen dieser These verdanke. Seine kritische wissenschaftliche Einstellung wird mir immer als Vorbild dienen.

Die Ratschläge, die Herr Dr. M. LUCIUS mir aus seinen reichen Kenntnissen der geologischen Beschaffenheit Luxemburgs gab, waren für die Untersuchung von größter Bedeutung. Nicht nur war er immer bereit, alle eintretenden Schwierigkeiten zu beseitigen, auch die Veröffentlichung dieser These ist durch seine tatkräftige Mitarbeit ermöglicht worden, wofür ich gern meinen Dank sage.

Zum großen Dank bin ich auch Herrn Dr. H. J. MÜLLER verpflichtet. Unter seiner Leitung wurden die Proben im Physisch-Geographischen Laboratorium untersucht. Auch sonst bin ich ihm für seine immer mit großer Freundschaft gegebene wissenschaftliche Hilfe sehr erkenntlich.

Sehr erkenntlich bin ich Fr. Prof. Dr. C. H. MAC GILLAVRY, Direktorin der Kristallographischen Abteilung des „Laboratorium voor Algemene en Anorganische Scheikunde“ und Fr. Dr. W. VAN ITERSOM, Direktorin des „Laboratorium voor Electronen Microscopie“ der Universität von Amsterdam, die die tonmineralogischen Untersuchungen ermöglichten.

Herrn Prof. Dr. F. A. VAN BAREN verdanke ich einige, die Tonmineralienanalyse betreffende, Literaturhinweise.

Nicht weniger gebührt Fr. M. HUCK, Assistentin am Physisch-Geographischen Laboratorium, mein Dank für die viele Hilfe, die sie mir bei der Übersetzung des Textes geleistet hat.

Die tonmineralogischen Aufnahmen und ihre Interpretation erhielt ich freundlicherweise von den Herren Drs. D. H. PORRENGA und Th. LEVELT, Assistenten am Physisch-Geographischen Laboratorium.

Bei der Analyse der Schwermineralien habe ich immer aus der reichen Erfahrung von Herrn H. KIEL, Mineraloge am Tropeninstitut Amsterdam, schöpfen dürfen, während auch Herr Drs. M. BIK mir einige wertvolle Ratschläge gab.

Den Analytinnen des Physisch-Geographischen Laboratoriums, Fr. G. W. C. HESSE-BLOK, Fr. M. VAN LEEUWEN, Fr. L. H. VAN DER NET und Fr. W. ONRUST, war es niemals zu viel, meine Bodenproben zu untersuchen.

Herr W. VEERMAN hat mir beim Inordnungbringen des Manuskriptes geholfen, wofür ich mich ihm zu danken verpflichtet fühle.

Den Herren Dr. A. J. WIGGERS, J. WEIJLAND und G. C. JUNGERIUS verdanke ich einige wertvolle Hinweise über die technische Herstellung der Bodenkarte, die von Herrn W. F. DE BRUYN gezeichnet wurde.

In sehr dankenswerter Weise war die «Administration des Ponts et Chaussées» immer bereit, mir bei der Geländearbeit Hilfe zur Verfügung zu stellen.

Schließlich danke ich besonders der Luxemburgischen Regierung, die durch Stipendien mir die Geländeuntersuchungen ermöglichte.

Der Gastfreundschaft meiner Luxemburgischen Freunde Herr P. KOENIG und Herr J. RAACH bewahre ich die besten Erinnerungen.

I. KAPITEL

DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

1. - DIE ORTSBESTIMMUNG.

Das Untersuchungsgebiet liegt im Gutland, 12 km östlich der Stadt Luxemburg. Es umfaßt die Dörfer Moutfort, Medingen, Syren und Contern. Man vergleiche die topographische Karte, Blatt Mondorf-les-Bains und Blatt Luxemburg sowie die Blätter Remich und Grevenmacher der geologischen Karte.

2. - DIE STRATIGRAPHIE

Das Gebiet umfaßt nach LUCIUS (1948, 1952), die folgenden Keuper- und Lias-ablagerungen:

Der Schilfsandstein (km 2s)

Der Schilfsandstein ist ein toniger, wenig fester, glimmerführender Sandstein von graugelber Farbe, der aber durch Infiltration von den hangenden Roten Gipsmergel auf den Außenflächen stets braunrot erscheint. Den Bänken sind schwarze, blätterige Tone eingelagert, welche nach oben so zunehmen können, daß der Sandstein fast ganz verdrängt wird. Dem Sand ist manchmal Pflanzenhäcksel in solch feiner Verteilung beigemischt, daß er schwärzlich erscheint. Die Mächtigkeiten sind gewöhnlich unter 10 m. Der Schilfsandstein ist in der Hauptsache eine terrestrische Bildung, die von Flüssen in einem ariden Klima in austrocknende Wasserbecken abgelagert wurde.

Die Roten Gipsmergel (km 2)

Die Roten Gipsmergel sind grellrot gefärbte, dolomitische Mergel mit Dolomitknollen und mit weit verbreiteten, reichlichen Einlagerungen von Gips in Stöcken, in Schnüren und in Einzelkristallen. Die Mächtigkeit kann bis 15 m anschwellen. In dieser Abteilung tritt die saline Fazies des Keupers auf.

Der Steinmergelkeuper (km 3)

Der Steinmergelkeuper besteht aus bunten Mergeln mit eingeschalteten, 5 bis 25 cm mächtigen Bänken von lichtgrauen, festen Steinmergeln. Die Mergel sind hellgrün, grün, violett, rötlich und bräunlich gefärbt. Die Steinmergel bestehen aus tonigen, dichten Dolomiten, welche bei der Verwitterung in scharfeckige Stücke zerfallen. Gipsstöcke kommen auch im Steinmergelkeuper vor. Die Mächtigkeit bei Moutfort ist ungefähr 60 m. Diese Mergel sind in einem flachen Meer mit gelegentlicher Gipsbildung durch Eindampfen, abgelagert. Das pelitische Material wurde von einem vollständig eingeebneten Festlande geliefert.

Die schwarzen Blättermergel (ko 1)

Mit diesen schwarzen, dünn geschiefertten Tonen beginnt der Rhät, dessen Mächtigkeit in diesem Gebiet von einigen cm bis 11,5 m auf dem Witeschbiarg wechselt. Sie sind eine limnisch-lägunäre Bildung.

Der Rhätsandstein (ko 2)

Der Rhätsandstein ist gelb bis weiß, locker oder mit kieseligem Bindemittel. Eingelagerte Gerölle kommen in dünnen Lagen in dem Sandstein vor. Sie sind gut gerundet, glänzend, bis einige cm groß und bestehen aus weißem Quarz und schwarzem Quarzit. Die Mächtigkeit dieses Sandsteins ist auf dem Witeschbiarg 3,5 m, auf einigen Stellen fehlt er ganz. Diese Sandsteine sind Flachmeersedimente. Die schwarzen Blättermergel können zwischen den Sandsteinen vorkommen. Beide wurden auf der geologischen Karte als eine Abteilung zusammengefaßt.

Die roten Tonschiefer (ko 3)

Die letzte Abteilung des Rhät sind die lebhaft gefärbten, geschiefertten roten Tone. Die roten Tone sind 4 m mächtig beim Syrener Kirchhof, kommen aber auch bis zu einigen cm reduziert vor. Es sind kontinentale Bildungen.

Die Pylonotenschichten (li 1)

Mit den Pylonotenschichten beginnt der Lias. Sie bestehen aus einer Abwechslung von dunklen geschiefertten Mergeln mit dunklen, tonigen bis sandigen Kalkbänken von 0,2 bis 0,5 m Mächtigkeit. Beim Syrener Kirchhof erreichen die Schichten eine Mächtigkeit von 10 bis 14 m.

Die Grenze zwischen den Mergeln und Kalken und dem Luxemburger Sandstein ist meistens undeutlich, weil die schwarzen Mergel von dunklen, sandigen Kalkbänken durchsetzt sind, die allmählich in einen blaugrauen, kalkigen Sandstein übergehen. Diese Grenze bildet den wichtigsten Quellenhorizont von Luxemburg.

Der Luxemburger Sandstein (li 2)

Der Luxemburger Sandstein ist im frischen Zustand blaugrau durch sehr fein verteilten Pyrit. Wegen der leichten Oxydierung des Pyrites sieht man den Sandstein fast immer gelblich gefärbt. Das Bindemittel ist Calciumcarbonat, dessen Gehalt gewöhnlich etwa ein Drittel der Gesteinsmasse bildet. Lokale Abweichungen treten auf, wobei der Sandstein durch sandige Mergel oder Bänke eines sandigen Kalksteines abgelöst wird, die große Ähnlichkeit mit den Kalksteinbänken der Pylonotenschichten haben. Zuweilen treten weiße, seltener dunkle Quarzgerölle auf, so daß es lokal zur Bildung eines konglomeratischen Sandsteins kommen kann. Der Sandstein zeigt gut ausgeprägte Schichtung und Zerklüftung. Die Mächtigkeit ist bei Moutfort ungefähr 80 m.

Die Arietenschichten (li 3)

Die Arietenschichten sind wenig verschieden von den Pylonotenschichten. Auch hier wechseln dunkelgraue Mergelbänke, bis 80 cm mächtig, mit blaugrauen, tonigen Kalkbänken, bis 50 cm mächtig, ab. Die blaugraue Färbung rührt auch hier von feinst verteiltem Pyrit her. Die Mächtigkeit beträgt 5 bis 8 m.

Die häufige Abwechslung von sandigem, pelitischem und kalkigem Material in der Sedimentation während des Lias bedeutet Änderungen oder Stillstand in der Abwicklung der epirogenen Vorgänge. Umstellung im Verlaufe der Küste und Belebung der Erosion auf dem benachbarten Lande verursachten Sedimentationsänderungen in dem Meere. Auch die Verteilung des von den Flüssen eingeschwemmten Materials spielte eine Rolle. Diese Verteilung vollzog sich durch die Meeresströmungen. Der Luxemburger Sandstein ist so auch keine eigentliche Küstenbildung.

3. - DIE LANDSCHAFTSBESCHREIBUNG

Die Landschaft im kartierten Gebiet zeigt die folgenden Formelemente: ein Plateau, durchschnitten von einem breiten, Südwest-Nordost verlaufenden Tal. Im Tal fließt die Syr, ein Nebenfluß der Mosel, in nordöstlicher Richtung. Der höchste Punkt des Plateaus liegt in «Buchholz» bei 363 m, den tiefsten erreicht die Syr bei Moutfort bei 253 m.

Das Plateau gehört zu der Liasschichtstufe, eine sehr wichtige landschaftliche Form in Luxemburg. Ein Durchschnitt des Plateauteiles westlich der Syr zeigt ein Fallen der Schichten nach Nordwesten. Die Syr, die von Südwesten nach Nordosten den Schichtstufenrand entlang fließt, ist im Hinblick auf diesen Teil der Schichtstufe also subsequent. Der Verlauf der Schichten auf der Hochfläche östlich der Syr ist durch Verwerfungen komplizierter, aber im allgemeinen gilt für diesen Teil, daß die Schichten in südwestliche Richtung fallen. Weil die Syr in die entgegengesetzte Richtung fließt, ist sie hinsichtlich dieses Plateauteils obsequent. Bei Moutfort verläuft der Rand der Schichtstufe in südöstliche Richtung. Der Trintingerbach, gleich wie die Syr ein Nebenfluß der Mosel, fließt diesen Rand subsequent entlang. Bei Moutfort schneiden sich die zwei Teile des Cuestarandes also nahezu senkrecht. Die Ursache dieser Lage ist bei den zahlreichen Verwerfungen, die den Schichtstufenrand umformten, zu suchen.

Das Tal ist an den Oberrändern 1000 bis 1200 m breit. Der Talboden, also der Teil, der von alluvialen Ablagerungen eingenommen wird, ist stellenweise 150 m breit, manchmal aber schmaler. Der Talboden fällt von 265 m bei Syren bis 253 m bei Moutfort. Die Syr hat sich mit einer einige Meter breiten Rinne in diesen Talboden eingeschnitten.

Das cuestabildende Gestein ist der harte und durchlässige Luxemburger Sandstein. Dieser Sandstein liegt auf großen Teilen des Plateaus an der Oberfläche, wird aber in mehr oder weniger großer Entfernung des Plateaurandes von den jüngeren Arietenschichten überlagert. Die Pylonotenschichten und die Rhätablagerungen bilden die oft ziemlich steilen Hänge am Fuße des Steilabfalls des Luxemburger Sandsteins. Der Steinmergelkeuper und die Roten Gipsmergel bilden die morphologisch so ausgeprägten, flachwelligen, sanft geneigten Hänge am Fuße der Schichtstufe. Bei Moutfort schneidet die Syr gerade noch den Schilfsandstein an. Die zahlreichen trockenen Täler und Tälchen, die sogen. Dellen, die dem Plateau und den Hängen ihr sanftwelliges Ansehen verleihen, sind meistens mit kolluvialem Material gefüllt.

4. - DIE VERWERFUNGEN

Ein Teil der Felduntersuchung betraf den Versuch, mit Hilfe von Bohrungen und Profillöchern die in diesem Gebiet vorhandenen Verwerfungen aufzuspüren. (Abb. 1).

Die Tektonik betreffend, schreibt LUCIUS (1948): «Das Syrtal liegt im Bereiche «einer flachen Mulde, die wir daher als Mulde der Syr bezeichnen. In ihr sind bei Mensdorf zwei Inseln von Luxemburger Sandstein erhalten, die als mächtige Kuppen,

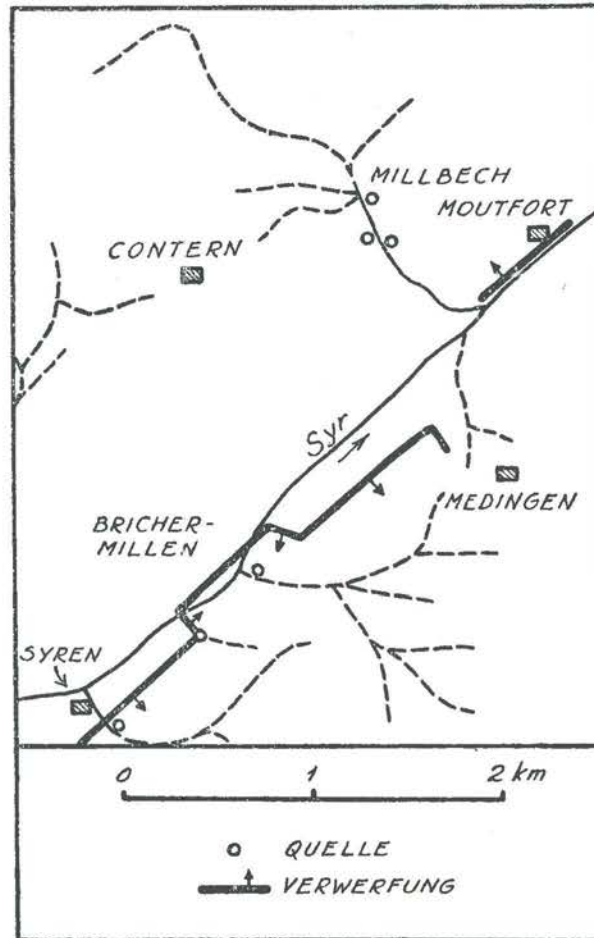


Abb. 1. Die Verwerfungen im Syrtal zwischen Syren und Moutfort. — Faults in the Syr valley between Syren and Moutfort.

«Widenberg und Kreckelsberg» die Landschaft beherrschen», und: «Neben den Falten «besteht im Gutlande ein dichtes Netz von Verwerfungen. Diese Verwerfungen verlaufen «in ihren Hauptlinien im Variscischen Streichen. Die Hauptverwerfungen streichen «entweder in der NE-SW-Richtung in Verbindung mit der Faltenrichtung oder in der «NNE-SSW-Richtung in Verbindung mit der Richtung der Eifeler Quersenke «(Moseltal).»

DE RIDDER (1957) stellte diesbetreffend einige Betrachtungen zur Morphologie des Syrtals zwischen Syren und Moutfort an: «Die Quellen in Syren verdanken ihre Entstehung einer Verwerfung, welche von Weiler-la-Tour, über Hassel und Syren nach Medingen hinzieht. Auch die Quelle bei der Brüchermühle (Brichermillen), stromabwärts von Syren, ist wahrscheinlich auf diese Verwerfung zurückzuführen.»

DE RIDDER wies bereits darauf hin, daß die Breite des Syrtales und die Taltiefe für ein Ursprungsgebiet eines Flusses abnormal ist. BAECKEROOT (1941) betrachtet seinerseits dieses Tal als einen Durchbruchstrichter, in dem die Syr ursprünglich in umgekehrter Richtung strömte. DE RIDDER konnte jedoch nachweisen, daß diese Annahme unwahrscheinlich ist. Er glaubt, daß die eigenartige Morphologie des Syrtals den in diesem Gebiet vorhandene Verwerfungen zu verdanken ist: «Seinen geradlinigen Verlauf verdankt das Syrtal der Verwerfung von Syren, welche in Hercynischer Richtung streicht und auf der das Tal entstanden ist. Der Fluß verläuft hart an dieser Verwerfung entlang, wo an mehreren Stellen Quellen austreten, wie bei Syren und Brüchermühle (Brichermillen). Aus der geologischen Karte geht hervor, daß eine zweite Verwerfung westlich von Syren parallel zur ersten über Contern nach Südwesten hinzieht. Westlich der Verwerfung von Contern ist der Luxemburger Sandstein abgesunken, wie auch östlich der Verwerfung von Syren. Es handelt sich hier um einen Horst, in dem die Syr ihr Tal ausgeräumt hat. Der Horst tritt jetzt also als eine morphologische Senke hervor und die abgesunkenen Teile als morphologische Horste. Es hat also eine Umkehrung des Reliefs stattgefunden.»

Diese Vorstellung vom geologischen Aufbau des Syrtals ist jedoch zu einfach. Die Ursache liegt in der Tatsache, daß DE RIDDER von der geologischen Karte dieses Gebietes abhängig war. Aus der detaillierten Bodenkartierung ergab sich, daß sie, was den Verlauf der Brüche betrifft, einiger Änderungen bedarf. Dennoch liefert auch die Aufspürung von Brüchen mit einem Bohrer als Folge ihres komplexen Aufbaus oftmals Schwierigkeiten, vor allen Dingen dort, wo der Hang mit kolluvialem Material bedeckt ist.

Die östliche Verwerfung über Syren und Medingen fällt bei genauerer Untersuchung in verschiedene Teile auseinander. Ihr südlicher Teil liegt weiter nach Westen, als auf der geologischen Karte eingezeichnet ist. Die Quelle der Syr liegt nicht mehr auf dem Bruch, sondern ist einige zehn Meter in die bereits bestehende Delle verschoben worden. Die Verwerfung verläuft parallel zur Talrichtung. Der Steinmergelkeuper und der Luxemburger Sandstein grenzen direkt aneinander. Der östliche Teil ist also so weit abgesunken, daß die unter dem Luxemburger Sandstein liegenden Pylonotenschichten und Rhätablagerungen völlig verschwunden sind.

Dieser Bruch wird im Norden durch einen anderen, senkrecht auf die Talrichtung stehenden, begrenzt. Darin bildete sich eine kleine Delle in der Talwand und ein Brunnlein auf der Ausmündungsstelle im Talboden. Zwischen diesem und dem einige hundert Meter nordöstlicher gelegenen Querbruch ist der Luxemburger Sandstein so weit abgesunken, daß die ganze Talwand bis auf den Talboden aus diesem Gestein besteht. Auf der gegenüberliegenden Talwand liegt die Basis des Luxemburger Sandsteins ungefähr 50 m über dem Talboden, unter dem also ein Bruch in NE-SW-Richtung sein muß. Im Anfang wurde die Möglichkeit eines Bergsturzes in Betracht gezogen. Der Verlauf der Syr und die Anwesenheit der Delle über Brichermillen läßt dieses jedoch als unwahrscheinlich erscheinen. Dieser Teil muß als eine Senke, deren Verlauf lotrecht auf die Hauptverwerfungsrichtung steht, aufgefaßt werden. Durch die größere Resistenz

des Luxemburger Sandsteines konnte der Fluß die für fluviatile Erosion günstige Tektonik nicht ausnützen. Wohl hat sich in diese Schwächezone die Delle über Brichermillen bilden können.

Die nordöstliche Abgrenzung dieser Senke ist komplizierter gebaut als die südwestliche. Örtlich wurden hier rhätische Ablagerungen angebohrt. Es ist möglich, daß man es hier eher mit einer Verbiegung als mit einer Verwerfung zu tun hat.

Nordöstlich davon grenzen der Steinmergelkeuper und der Luxemburger Sandstein wieder direkt aneinander. Der Bruch, der hier parallel zur Talrichtung verläuft, ist bis in die große Delle bei Medingen, wo er durch kolluviales Material bedeckt wird, zu verfolgen. Diese große Delle befindet sich gerade an der Stelle, an der wiederum eine Verwerfung quer auf der Talrichtung steht. Auf ihrer Südwestseite liegt die Basis des Luxemburger Sandsteines auf ca. 290 m Höhe, auf der Nordostseite auf ca. 320 m. Es ist nicht zufällig, daß die Lage dieser Delle mit der Schwächezone in der Talwand zusammenfällt.

Der westliche Bruch, der nach der geologischen Karte über Contern laufen soll, konnte bei der Kartierung nicht zurückgefunden werden. Wohl konnte festgestellt werden, daß die Schichten schiefgestellt sind und nach Nordwesten neigen. Sowohl aus der Neigung der Schichten bei einem Wegeinschnitt im Südosten von Contern als aus dem Auftauchen der Kalksteinbänke auf den Hängen im Süden dieses Ortes tritt dies deutlich in Erscheinung. Die Neigung der Schichten ist größer als die der Oberfläche, so daß am Cuestarand, der topographisch höher liegt, ein älteres Gestein, c. q. der Luxemburger Sandstein, zutage tritt, während es auf halber Höhe des nordwestlichen Hanges durch die jüngeren Arietenschichten bedeckt wird.

Aus der Lage der Schichten im Tal erfolgt, daß die schiefgestellten Bänke an der Südostseite durch einen oder mehrere Brüche oder Flexuren begrenzt sein sollen. Ihre genaue Lage konnte jedoch nicht bestimmt werden. Den Brüchen und Flexuren entlang sind die Schollen zueinander verschoben. Es ist nicht ausgeschlossen daß die Syr von Syren bis Millbech ihr Tal in einem Horst ausgeräumt hat. Die Unkenntnis der Lage der Brüche in diesem tektonisch so stark beeinflussten Gebiet macht es unmöglich diesbetreffend auch nur einiges mit Sicherheit festzustellen.

Zweifellos treten im Talteil zwischen Millbech und Moutfort ebenfalls Verwerfungen auf, obwohl ihre genaue Lage nicht bestimmt werden konnte. Am deutlichsten ist dieses bei Moutfort zu sehen. In seiner direkten Umgebung liegt die Basis des Rhätsandsteines auf ca. 260 m, auf dem Hang des Witeschbierges jedoch auf ca. 320 m. Die Syr fließt wahrscheinlich gerade am Südostrand dieser Senke. Während der alluviale Talboden an der Nordwestseite durch den Rhätsandstein begrenzt wird, liegt er auf der gegenüberliegenden Seite gegen den viel älteren Schilfsandstein an.

Ist es also möglich, daß die Syr zwischen Syren und Millbech ihr Tal in einen Horst ausräumte, zwischen Millbech und Moutfort durchströmt sie eher eine Senke? Unwahrscheinlich ist es, daß ein derartig großer Unterschied in tektonischem Aufbau sich nicht in einem Unterschied in der Morphologie beider Talteile äußern würde, die in dieser Hinsicht jedoch gleich sind. Näher liegt es anzunehmen, daß durch die örtlich auftretende große Anzahl von Verwerfungen in diesem Gebiet eine Schwächezone im Luxemburger Sandsteinplateau gebildet wurde, in der durch Kalkauflösung, Massentransport und fluviatile Erosion (Siehe Kap. V) ein Tal ausgeräumt werden konnte.

II. KAPITEL

DIE BODENKARTE

1. - DIE EINTEILUNG DER BODENTYPEN

Die bei Moutfort kartierten Böden zeigen große Unterschiede. Nicht nur haben die schnell wechselnden Gesteine, auf denen die Böden sich entwickelt haben, ihren Einfluß ausgeübt, auch die morphographische Lage, die Profilentwicklung, die Dicke, der Drainagezustand, um einige der immer wechselnden Bodeneigenschaften zu nennen, sind örtlich sehr verschieden. Diese große Mannigfaltigkeit der Böden mußte in ein System untergebracht werden. Es lag nahe, dafür ein System zu wählen, das den Zusammenhang der verschiedenen Böden in übersichtlicher Weise darstellt. In dieser Absicht sind die Böden in fünf Kategorien klassifiziert worden.

Kategorie I

In der ersten Kategorie sind die Böden getrennt entsprechend der Entstehungsweise ihres Materials. Man kann also unterscheiden:

Böden in autochtonem Material. Es handelt sich um Böden, die in Muttermaterial, das an Ort und Stelle durch Verwitterung der unterliegenden Schichten gebildet ist, entstanden sind.

Böden in allochtonem Material. Diese Böden entstanden in durch Transport umgelagertem Material.

Kategorie II

In dieser Kategorie sind die Bodengruppen von Kategorie I auf verschiedene Weise weiter unterteilt.

Die Böden in autochtonem Material sind nach ihrer morphographischen Verbreitung eingeteilt in:

Plateauböden. Diese Böden kommen auf den Hochebenen vor. Hier war lokale Profilentwicklung mehr oder weniger möglich, weil wegen des geringen Reliefs eine starke Abtragung fehlte.

Hangböden. Diese Böden haben einen sehr unreifen Charakter, weil die Erosion auf den Hängen sehr stark war.

Die Böden in allochtonem Material sind nach der Weise, in der das Material transportiert wurde, eingeteilt in:

Böden in äolischem Material. Das Material dieser Böden ist von größerer oder kleinerer Entfernung vom Wind herbeigeführt worden.

Böden in kolluvialem Material. Hierbei handelt es sich um Böden, deren Muttermaterial entweder durch Gravitationstransport, wie Solifluktion und Bodenfließen, oder infolge Abspülung durch Regenwasser abgelagert wurde.

Böden in alluvialem Material. Das Muttermaterial dieser Böden wurde vom Flußwasser sedimentiert.

Die Aufgliederung in Kategorie III, IV und V ist im Hinblick auf die weitere Charakterisierung des Bodentypes besonders wichtig. Weil in den Vereinigten Staaten die Bodenklassifikation auf einer hohen Stufe steht, wurde anfangs versucht, die Verwandtschaft und die Unterschiede der Böden im kartierten Gebiet nach den dort üblichen Einteilungskriterien hervortreten zu lassen. Bei dieser Einteilung entspricht die hier gebrauchte Kategorie III den «Soil Series». Diese «Soil Series» sind Bodengruppen, die in den Eigenschaften und der Anordnung der Horizonte in dem Bodenprofil, mit Ausnahme der Korngrößenverteilung des A-Horizontes, übereinstimmen. Zudem sind sie in einer gleichen Art Muttermaterial entwickelt. Unter Muttermaterial wird dann die unkonsolidierte Masse, in welcher der Boden sich entwickelt, verstanden. Diese Masse kann:

a) an Ort und Stelle durch vorbereitende Verwitterung des harten oder weichen Gesteins entstanden sein. Für diese «Series» ist also das lokale Verwitterungsmaterial des Gesteines und nicht das Gestein selbst Ausgangspunkt. Das Gestein und seine Verwitterungsprodukte stehen aber in enger Beziehung zueinander, besonders wenn es sich in dieser geographischen Breite um sedimentäre Gesteine handelt.

b) eine Ablagerung von, durch ein oder mehrere Mittel transportierten Materials sein.

In der amerikanischen Klassifikation werden die «Soil Series» ihrerseits untergeteilt in «Types», die hier in Kategorie IV fallen würden. Die Einteilung in «Types» gründet sich auf die Korngrößenverteilung des A-Horizontes oder, verallgemeinert, die Korngrößenverteilung des oberen Teiles des Bodenprofils.

In Kategorie V können zum Schluß eine Anzahl «Phases» unterschieden werden. Diese «Phases» werden durch Eigenschaften, die den grundsätzlichen Aufbau des Profils nicht beeinflussen, wie die Dicke des Profils, abweichende Schichten, Steingehalt usw., bestimmt.

Für das kartierte Gebiet ergab die Anwendung der amerikanischen Klassifikation zahlreiche Schwierigkeiten, weil die genetische Beziehung, in der die Böden zueinander stehen, nicht zum Ausdruck gelangte. Die Ursache davon ist folgende: Die zwei Faktoren, die bei der Einteilung in «Series» eine Rolle spielen, sind Profilaufbau und Muttermaterial. Die Unterschiede zwischen den «Types» gründen sich eigentlich auch wieder auf Unterschiede des ursprünglichen Muttermaterials der heutigen obersten Horizonte.

Das Folgewidrige dieser Einteilung wird noch auffälliger, wenn wir die beiden Faktoren, Profilaufbau und Muttermaterial, näher betrachten. Der Profilaufbau ist das Ergebnis eines rein bodenkundlichen Prozesses, der Profilbildung. Das Muttermaterial ist entweder durch Ablagerung nach Transport, welches ein geologischer Prozeß ist, oder durch vorbereitende Verwitterung, die im Gegensatz zur Profilbildung, kein rein bodenkundlicher Prozeß ist, entstanden. Die Ergebnisse der vorbereitenden Verwitterung werden so unmittelbar durch die Gesteine beeinflußt, daß man behaupten könnte, daß diese mehr zu dem Gebiete der Geologie gehört (ROBINSON, 1951, JACKSON and SHERMAN 1953).

Während der Kartierung zeigte sich auch bald, daß die Einteilung in «Series» nach bodenkundlichen und geologischen Eigenschaften, und die Einteilung in «Types» wieder nach geologischen Eigenschaften, den Zusammenhang der Böden stellenweise wenig deutlich hervorhob. Weil ein klares Hervortreten dieses Zusammenhanges auf der Karte von großer Bedeutung ist, mußten in den Definitionen der Kategorien III und IV Abänderungen vorgenommen werden.

In dieser Absicht sind die rein bodenkundlichen und die mehr geologisch bedingten Eigenschaften der Böden voneinander getrennt. Das Muttermaterial, dessen Bildung dem Profilaufbau vorangeht und in diesem Gebiet mit seinen im allgemeinen unreifen Böden auch viel wichtiger ist als der Profilaufbau, bildet die Grundlage der Untereinteilung in Kategorie III. Die Unterschiede im Profilaufbau sind in Kategorie IV untergebracht.

Kategorie III

- A. Verwitterungston der Arietenschichten.
- B. Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.
- C. Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.
- D. Verwitterungston und Verwitterungslehm der Psilonotenschichten.
- E. Verwitterungston der roten Tonschiefer.
- F. Verwitterungslehm des Rhätsandsteines und Verwitterungston der schwarzen Blättermergel.
- G. Verwitterungston des Steinmergelkeupers.
- H. Verwitterungston der Roten Gipsmergel.
- I. Verwitterungssand des Schilfsandsteines.
- J. Lehmiges Material äolischer Herkunft.
- K. Sandiges Kolluvium.
- L. Lehmiges Kolluvium.
- M. Toniges Kolluvium.
- N. Sandiges Alluvium.
- O. Lehmiges Alluvium.
- P. Toniges Alluvium.

Wenn zwei Muttermateriale verschiedener Herkunft einander überlagern, zum Beispiel J und B, dann werden die zwei Buchstaben in derartiger Weise kombiniert, daß das überlagernde Material mit einem kleinen Buchstaben angedeutet wird, wenn es weniger als 40 cm mächtig ist, (jB); und mit einem großen Buchstaben, wenn es von 40 bis 120 cm mächtig ist, (JB).

Kategorie IV

1. Eisenanreicherungshorizont.
2. Tonanreicherungshorizont.
3. Gebleichter Eluvialhorizont.
4. Horizont mit Gley- oder Rosterscheinungen, anfangend zwischen 40 und 120 cm.
5. Horizont mit Gley- oder Rosterscheinungen, weniger als 40 cm tief anfangend.

Falls keine Profilentwicklung oder nur ein A-C-Profil vorhanden ist, folgt keine nähere zahlenmäßige Andeutung.

Kategorie V

Es handelt sich hier eigentlich um eine Subkategorie. Die Andeutungen dienen einer näheren Charakterisierung der Bodengruppen der vorigen Kategorie. Die Zusätze a) bis e) weisen auf Eigenschaften hin, die den grundsätzlichen Aufbau des Profils nicht beeinflussen. Sie stimmen also mit den «Phases»-Andeutungen der amerikanischen Klassifikation überein. Die Böden mit den Zusätzen q), r) und s) würden in der amerikanischen Klassifikation zu den «Variants» gerechnet werden. Diese Varianten sind in diesem Falle Folgen der lokalen Unterschiede in den Sedimentationsverhältnissen der Gesteine. Sie sind also durch ein eigenes Muttermaterial gekennzeichnet und würden deswegen in Kategorie III gehören. Ihre Ausbreitung ist aber zu unbedeutend um die Aufnahme in Kategorie III zu rechtfertigen.

- a) Mächtigkeit des Bodens, einschließlich des C-Horizontes, mehr als 120 cm. Tiefer Boden.
- b) Mächtigkeit des Bodens, einschließlich des C-Horizontes, von 80 bis 120 cm. Mäßig tiefer Boden.
- c) Mächtigkeit des Bodens, einschließlich des C-Horizontes, von 40 bis 80 cm. Untiefer Boden.
- d) Mächtigkeit des Bodens, einschließlich des C-Horizontes, weniger als 40 cm. Sehr untiefer Boden.
- e) Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief.
- q) Lehmige Variante.
- r) Tonige Variante.
- s) Grobsandige Variante.

Untenstehend folgt dann die endgültige Legende. Bequemlichkeitshalber sind nur 3 Texturklassen unterschieden worden: Sand, Lehm und Ton. Für genauere Texturangaben dürfte nach Kapitel III und IV verwiesen werden.

2. - DIE LEGENDE

Böden in autochtonem Material

Plateauböden

- Ac Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden.
Ad Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden.
Ae Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden. Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief.
jAc Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden. Bis höchstens 40 cm tief mit äolischem Lehm überlagert.
lAc Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.
lAe Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden. Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.
AB Verwitterungston der Arietenschichten, zwischen 40 und 120 cm auf Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.
Ba Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Tiefer Boden.
Bb Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Mäßig tiefer Boden.
Bc Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Untiefer Boden.
Bd Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Sehr untiefer Boden.
Bla Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Tiefer Boden.
Blb Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Mäßig tiefer Boden.
Blc Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Untiefer Boden.
B2b Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont. Mäßig tiefer Boden.
B2c Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont. Untiefer Boden.
B3 Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Gebleichter Eluvialhorizont.
Bqd Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines. Lehmige Variante. Sehr untiefer Boden.
Bs Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Grobere Variante.
jB2 Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Bis höchstens 40 cm tief mit äolischem Lehm überlagert. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.

Hangböden

- C Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.
kDq Verwitterungsmaterial der Psilonotenschichten. Lehmige Variante. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Sand überlagert.
lDr Verwitterungsmaterial der Psilonotenschichten. Tonige Variante. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.

- IE Verwitterungston der roten Tonschiefer. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.
- IFq Verwitterungsmaterial des Rhätsandsteines. Lehmige Variante des Rhätes. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.
- IFr Verwitterungsmaterial der schwarzen Blättermergel. Tonige Variante des Rhätes. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.
- Gc Verwitterungston des Steinmergelkeupers. Untiefer Boden.
- Gd Verwitterungston des Steinmergelkeupers. Sehr untiefer Boden.
- H Verwitterungston der Roten Gipsmergel.
- I Verwitterungssand des Schilfsandsteines.

Böden in allochtonem Material

Böden in äolischem Material

- JA2 Lehm äolischer Herkunft, zwischen 40 und 120 cm, auf Verwitterungston der Arietenschichten. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.
- JB2 Lehm äolischer Herkunft, zwischen 40 und 120 cm, auf Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.

Böden in kolluvialem Material

- K Kolluvialer Sand.
- L Kolluvialer Lehm.
- L4 Kolluvialer Lehm. Gley- und Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- L5 Kolluvialer Lehm. Gley- und Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.
- M Kolluvialer Ton.
- M4 Kolluvialer Ton. Gley- und Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- M5 Kolluvialer Ton. Gley- und Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.

Böden in alluvialem Material

- N4 Alluvialer Sand. Gley- und Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- N5 Alluvialer Sand. Gley- und Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.
- O4 Alluvialer Lehm. Gley- und Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- O5 Alluvialer Lehm. Gley- und Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.
- P5 Alluvialer Ton. Gley- und Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.

III. KAPITEL

DIE BÖDEN

1. - EINLEITUNG

In diesem Abschnitt werden die Profilbeschreibungen der kartierten Böden in gleicher Reihenfolge, wie sie in der Legende vorkommen, gegeben. Von jeder Einheit wird nur ein charakteristisches Beispiel genannt. Diese Beschreibungen sind in ähnlicher Weise ausgeführt, wie es in dem «SOIL SURVEY MANUAL» (1951) der Fall ist, (Siehe auch MUIR 1956).

Der erste Teil dieser Beschreibungen umfaßt einige allgemeine Angaben. Es sind der Reihe nach: Aufnahmestelle, dort wo das Profilloch gegraben ist, Bodengebrauch, Höhenlage und Neigung des Geländes. Weiter die Angaben über die Drainage, die unter Vorbehalt mitgeteilt werden, weil die Profile nicht das ganze Jahr hindurch beobachtet werden konnten. Deswegen sind auch nur das Maß des oberflächlichen Abfließens des Niederschlagswassers und der Permeabilität angegeben worden. Auch wird der Feuchtigkeitsgrad während der Profilaufnahme erwähnt, weil die Farbe und Konsistenz für die verschiedenen Feuchtigkeitsgrade ungleiche Werte aufweisen können. Schließlich sind noch die Tiefgründigkeit der Bewurzelung und das Vorkommen von Steinen angegeben worden. Unter Steinen wurden alle mineralen Teile mit einem Äquivalentdurchmesser größer als 2 mm verstanden.

Nach den allgemeinen Daten des Profils als Ganzes betrachtet, folgen die Eigenschaften der einzelnen Horizonte und Schichten. Die sich auf die Bodengese gründende A-B-C-D-Nomenklatur ist da, wo es möglich war, benutzt worden. Diese Andeutungen der Bodengese sind:

- A₀₀ Diesen Horizont gibt es nur im Wald. Er stellt sich aus noch nicht zersetzten Blättern, Nadeln, Zweigen und anderen Pflanzenresten zusammen.
- A₀ Ebenfalls nur im Walde gefunden, enthält dieser Filzhorizont Pflanzenreste, die schon ganz oder teilweise humifiziert sind.
- A₁ Dieser ist der oberste minerale Horizont, der gleichzeitig einen maximalen Gehalt an organischen Bestandteilen enthält. Meistens hat hier auch Auslaugung stattgefunden.
- A₂ Hier war die Auslaugung, mit der daraus hervorgehende Bleichung am stärksten.
- A₃ Dieser Übergangshorizont zwischen A und B hat noch überwiegende A-Horizonteigenschaften.
- A_p Diese Andeutung gilt für A-Horizonte, die durch Pflügen zerstört wurden.

- B1 Dieser Übergangshorizont zwischen A und B hat überwiegende B-Horizonteigenschaften.
- B2 Dieser ist der Horizont der maximalen Akkumulation, manchmal gekennzeichnet durch kräftigere Farben und deutlicher entwickelte Struktur.
- C Der C-Horizont bildet das Ausgangsmaterial, in dem die obenstehenden Horizonte sich entwickelt haben. Er ist durch Verwitterung der unterliegenden Schichten oder durch Ablagerung von vorher transportiertem Material entstanden.
- D Die D-Horizonte gehören nicht mehr zum Boden und haben davon abweichende Eigenschaften. In diesen Bezeichnungen ist es entweder die noch nicht oder noch nicht ganz verwitterte Gesteinsschicht, aus der sich der C-Horizont entwickelte (er hat dann den Zusatz —r) oder das Unterste von zwei einander überlagernden Muttermaterialien. Es kann auch eine zwischengeschaltete Kalksteinschicht sein.

Nach der Tiefe der oberen und der unteren Grenze des Horizontes, gemessen von der Oberfläche des obersten mineralen Horizontes, folgt die Beschreibung nach Farbe und Textur. Die Farben wurden durch Vergleich mit MUNSELL'S Farbkarten bestimmt. Bekanntlich sind diese Karten nach Farbton geordnet. Auf jeder Karte ist der Farbton senkrecht abgestuft in abnehmender Grauheit, also in zunehmender Helligkeit, und waagrecht in zunehmender Sättigung. Durch diese drei Werte ist die Farbe völlig bestimmt. Wenn der Boden mit einem der Farbflecken auf den Karten übereinstimmt, kann man die Farbe genau festlegen in einer Zahlenkombination, in der nacheinander der Farbton, die Helligkeit und die Sättigung angegeben sind. MUNSELL'S beigegebene Karten ermöglichen es, den Zahlenkombinationen bestimmte Namen zu geben. Diese Nomenklatur ist aber wenig fein abgestuft, sodaß manchmal mehrere Kombinationen nur einen Namen besitzen.

Die Textur oder Korngrößenzusammensetzung wurde bestimmt unter Zuhilfenahme der im Laboratorium gemachten Schlammanalysen (IV. Kapitel). Dabei wurde eine Anzahl Texturklassen unterschieden, die bestimmt sind durch das Verhältnis, in dem die Tonfraktion (kleiner als 0,002 mm), die Mehlsandfraktion (0,002-0,050 mm) und die Sandfraktion (0,050-2 mm) zueinander vorkommen. Dabei wurde die Einteilung des «SOIL SURVEY MANUAL» gebraucht.

Selbstverständlich konnten nicht von allen Horizonten mechanische Analysen ausgeführt werden. Manchmal aber waren die Texturunterschiede zwischen den Horizonten in einem Profil so gering, daß es genügte, nur von einem Horizont die Korngrößenzusammensetzung zu bestimmen und die Textur der anderen Horizonte in dieselbe Klasse unterzubringen.

Dann folgen einige Angaben über die Natur der Flecken, falls diese anwesend sind. Die dafür gebrauchten Ausdrücke sind, gleich wie die für die Struktur und Konsistenz, so viel wie möglich wörtliche Übersetzungen aus dem «SOIL SURVEY MANUAL», in welchem für jede dieser Angaben die genauen Dimensionen erwähnt sind. Die Struktur, die sich auf den Zustand bezieht, in dem die einzelnen Bodenteilchen aggregiert sind, wird im Gelände nach Form, Größe und Entwicklungsmaß der Struktureinheiten bestimmt. Die Konsistenz beruht auf den Anziehungskräften, von denen die

Struktureinheiten das Ergebnis sind. Sie wird durch das Maß und die Art der Kohäsion, der Adhäsion oder des Widerstandes gegen Verzerrung, je nach dem Feuchtigkeitsgrad des Bodens, bestimmt.

Nachdem noch eventuelle nähere Eigenschaften des Horizontes erwähnt sind, folgt zum Schluß die Morphologie der oberen Grenze des Horizontes, charakterisiert durch aus dem «SOIL SURVEY MANUAL» übersetzte Ausdrücke, die auch für sich selber sprechen.

2. - DIE BÖDEN IN AUTOCHTONEM MATERIAL

DIE PLATEAUBÖDEN

Ac *Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden.*

Aufnahmestelle: ab-16.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 322 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: mittelmäßig.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: gering.

Bewurzelung: bis 35 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 80 cm.

Ap 0-20 cm Dunkelbrauner, mehlsandig-toniger Lehm. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, mittelgroße Krümelstruktur. Bröcklig.

C 20-49 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Obergrenze abrupt und eben.

Dr 49-80 cm Zweifarbig, mehlsandiger Ton. Viele sehr deutliche, große, wenig scharf umgrenzte, gelblich-braune und graue Flecken. 10 YR 5/8 und 6/0. Mittelmäßig entwickelte, mittelgroße, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Bis 2 mm große Eisen- und Mangankonkretionen. Obergrenze graduell und wellenförmig.

80 cm Kalksteinschicht.

Die Arietenschichten bedecken den Luxemburger Sandstein. Im untersuchten Gebiet liegen sie nur unweit vom Cuestarand entfernt. Die grauen Mergel und Kalke verwittern zu einem grauen Ton, wobei ein großer Teil des Calciumcarbonats in Lösung geht. Der graue Ton, dessen Farbe noch dem fein verteilten Pyrit zu verdanken ist, wird zu einem gelblich-braunen Ton als Folge der Oxydation dieses Pyrits. Die bei der Oxydation freiwerdende Schwefelsäure wird in hohem Maße zur Lösung des Kalkes beitragen. Häufig sind in diesem gelblich-braunen Ton kleine Eisen- und Mangankonkretionen. TRICART (1956), der dieselben Anhäufungen in Tonschichten im Elsaß antraf, stellte das Alter der Verwitterung auf Grund dieser Erscheinungen als «Mindel-

Riß Interglazial» fest. Für das Vorkommen bei Moutfort sind jedoch Anzeichen für ein höheres Alter des Verwitterungstones vorhanden, weil die Konkretionen Verwandtschaft mit den tertiären Raseneisenerzablagerungen zeigen.

Der Übergang vom grauen zum gelblich-braunen Ton verläuft unregelmäßig in einer gebänderten und gefleckten Zone. Die gelblich-braune Farbe weist darauf hin, daß die Böden auf den Arietenschichten bodengenetisch zu den «braunen Waldböden» gerechnet werden können. Bei der Umbildung zu Ackerland wurden die A-Horizonte jedoch gestört. Im Gegensatz zu den meisten Böden auf dem Luxemburger Sandstein kommen hier keine B-Horizonte vor. Die Böden tragen einen unreifen Charakter. Die Ursache beruht zu einem Teil in der für die Profilbildung sehr ungünstigen Textur, zum anderen Teil auf der Erosion, die hier intensiver als auf dem Luxemburger Sandstein wirksam ist.

Mit Ac sind die untiefen Böden auf den Arietenschichten angegeben. Zwischen 40 und 80 cm Tiefe wird noch nicht vollkommen verwitterter Ton angetroffen, in dem graue Flecken auftreten. Obgleich die Textur des Tones feinkörnig und seine Lage oft fast horizontal ist, sind in diesen Böden keine Staunässeerscheinungen beobachtet worden. Die Textur des oberen Teils wird oft durch Mischung mit mehlsandreichem Material äolischer Herkunft verbessert.

Der Typ Ac tritt auf dem Plateau in der Umgebung von Contern in Erscheinung.

Ad Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden.

Aufnahmestelle: a-16.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 319 m.

Neigung: 2%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: mittelmäßig.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: gering.

Bewurzelung: bis 30 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 57 cm.

Ap 0-19 cm Dunkelbrauner Ton. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, mittelgroße Krümelstruktur. Bröcklig.

C 19-32 cm Gelblich-brauner Ton. 10 YR 5/4. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Kleine Eisen- und Mangankonkretionen. Obergrenze abrupt und eben.

Dr 32-55 cm Zweifarbigter Ton. Viele sehr deutliche, große, wenig scharf umgrenzte, gelblich-braune und graue Flecken. 10 YR 5/8 und 6/0. Mittelmäßig entwickelte, mittelgroße, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Kleine Eisen- und Mangankonkretionen. Bis 2 cm große Kalksteine, welche durch Lösungserscheinungen eine unregelmäßige Oberfläche haben. Kalkhaltig.

55 cm Kalksteinschicht.

Dieser Typ zeigt denselben Aufbau wie der vorausgegangene. Nur die Tiefe, in welcher der grau-gelblich-braun gefleckte, noch nicht ganz verwitterte Ton der Arieten-

schichten im Profil auftritt, ist geringer (weniger als 40 cm). Die Klüfte der Kalksteinschicht in 55 cm Tiefe sind oben durch Auflösung erweitert, so daß diese Schicht eine Decke von lockeren, ineinanderpassenden Kalksteinen mit abgerundeter Oberfläche bildet.

Ae *Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden. Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief.*

Aufnahmestelle: c-20.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 328 m.

Neigung: 2%.

Drainage. Oberflächliches Abfließen: mittelmäßig.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: gering.

Bewurzelung: bis 20 cm.

Steingehalt: viele Steine.

Ap 0-16 cm Dunkelbrauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Bröcklig. Kalkhaltig.

C 16-20 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 5/4. Mittelmäßig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Kalkhaltig. Obergrenze abrupt und eben. Viele Kalksteine.

D 20 cm Kalksteinschicht.

Die Kalksteinschicht, die in so geringer Tiefe auftritt, ist die Ursache der vielen Kalksteinstücke, die diesem Boden seinen steinartigen Charakter geben. Im Westen von Contern liegen die Steine so an der Oberfläche verbreitet, daß die Bevölkerung dem Gebiet den Namen «Steng» gegeben hat. Das Vorkommen dieses Bodens wird nicht nur morphologisch bestimmt durch das Ausmaß der Erosion, sondern ebenfalls geologisch durch das An-die-Oberfläche-treten von den zwischen die Mergel eingeschobenen Kalksteinschichten.

jAc *Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden. Bis höchstens 40 cm tief, mit äolischem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: bc-18.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 325 m.

Neigung: 3%.

Drainage. Oberflächliches Abfließen: mittelmäßig.

Permeabilität: ziemlich niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: gut.

Bewurzelung: bis ca 40 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 60 cm.

- Ap 0-20 cm Dunkelgelblich-brauner, humushaltiger, mehlsandig-toniger Lehm. 10 YR 4/4. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- (A2) 20-38 cm Gelblich-brauner, mehlsandig-toniger Lehm. 10 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- C1 38-52 cm Dunkelbrauner bis dunkelgelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 7,5 YR 4/4 - 10 YR 4/4. Kräftig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Obergrenze deutlich und eben.
- C2 52-74 cm Dunkelbrauner bis dunkelgelblich-brauner Ton. 7,5 YR 4/4 - 10 YR 4/4. Kräftig entwickelt, mittelgroß, polyedrisch. Knetbar. Kalkhaltig. In 60 cm Tiefe eine 4 cm mächtige Schicht mit einigen abgerundeten Kalksteinen. Obergrenze deutlich und eben.
- Dr 74-93 cm Zweifarbig, mehlsandiger Ton. Viele, sehr deutliche, große, wenig scharf umgrenzte, braune und gelbrote Flecken. 10 YR 4/3 und 5 YR 5/8. Schwach entwickelte, grobe Säulenstruktur. Fest. Obergrenze graduell und eben.
- 93 cm Kalksteinschicht.

Dieser Bodentyp läßt beim Betrachten eines Profilloches eine deutliche Horizontierung erkennen. Der gelblich-braune oberste Horizont geht bei 38 cm Tiefe in einen nicht nur dunkler gefärbten, sondern auch feinkörnigeren Horizont über. Jedoch handelt es sich hier nicht um durch pedologische Prozesse differenzierte A- und B-Horizonte. In den folgenden Kapiteln wird an Hand von Korngrößen- und Schwermineralienanalysen gezeigt werden, daß es sich um eine Schicht äolischen Materials handelt, die den Verwitterungston der Arietenschichten bedeckt. Diese Bedeckung beschränkt sich nicht nur auf diesen Bodentyp, sondern ist fast über das ganze Plateau verbreitet. Ist jedoch die Lehmschicht sehr dünn, findet eine so intensive Mischung mit den ursprünglichen Verwitterungsböden statt, daß sie keinen eigenen Horizont bildet.

Übrigens weicht dieses Bodenprofil nur wenig vom Typus Ac ab. Die abgerundeten Kalksteine auf 60 cm Tiefe sind ein Rest einer durch Lösung verschwundenen Kalksteinschicht. Der gelblich-braune Verwitterungston geht nach unten zu in eine Zone über, in der das Eisen noch nicht völlig oxydiert ist. Das Auftreten dieser Böden beschränkt sich auf ein kleines Gebiet im Norden von Contern.

lAc *Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: de-26.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 329 m.

Neigung: 7%.

Dränage: Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr gering.

Bewurzelung: bis 50 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 70 cm.

- 0-15 cm Dunkelgelblich-brauner, humushaltiger Lehm. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Weich. Bruchstückchen von Kalkstein.
- 15-38 cm Gelblich-brauner Lehm. 10 YR 5/4. Einzelkornstruktur. Weich. Bruchstückchen von Kalkstein. Obergrenze deutlich und eben.
- 38-70 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 5/4. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Obergrenze graduell und eben.
- 70 cm Kalksteinschicht.

Dieser Bodentyp kommt auf dem Hang des Cuestarandes im Südosten von Contern vor. Die Luxemburger Sandsteinschichten, die oben am Cuestarand an die Oberfläche treten, neigen stärker nach Westen als das Gelände, sodaß der Luxemburger Sandstein, obgleich älter, topographisch über den Arietenschichten liegt. Die Arietenschichten keilen den ganzen Hang entlang in gleichbleibender Höhe gegen den Luxemburger Sandstein aus. Das Verwitterungsmaterial der Arietenschichten wird vom lehmigen Kolluvium, dessen Ursprung der höher gelegene Luxemburger Sandstein ist, überlagert. Es ist selten dicker als 40 cm. (Abb. 15).

IAe *Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden. Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: ab-29.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 310 m.

Neigung: 10%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: mittelmäßig.

Permeabilität: hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 35 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 35 cm.

- 0-12 cm Dunkelgelblich-brauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Weich. Bruchstücke von Kalkstein.
- 12-23 cm Gelblich-brauner Lehm. 10 YR 5/4. Einzelkornstruktur. Locker. Bruchstücke von Kalkstein. Obergrenze deutlich und eben.
- 23-35 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Obergrenze graduell und eben.
- 35 cm Kalksteinschicht.

Der IAe-Typ ist gleichfalls auf dem Hang im Südosten von Contern kartiert worden. Bei diesem Boden tritt der Verwitterungston der Arietenschichten stark zurück. An vielen Stellen liegt das lehmige Kolluvium, teils aus dem Luxemburger Sandstein, teils aus den Arietenschichten stammend, direkt auf dem Kalkstein, weil als Folge seiner

korradierenden Wirkung das Verwitterungsmaterial der Arietenschichten verschwunden ist. Die Anordnung der Böden ist auch wieder mehr oder weniger parallel zum Hang, weil sie ebenfalls an die Kalksteinschichten, gebunden sind, die beinahe überall auf dem Hang im Osten von Contern auf ungefähr derselben Höhe auftauchen,

AB Verwitterungston der Arietenschichten, zwischen 40 und 120 cm, auf Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.

Aufnahmestelle: fg-18/19.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 327 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: mittelmäßig.

Permeabilität: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 90 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 90 cm.

- Ap 0-20 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, mehlsandig-toniger Lehm. 10YR 4/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Weich.
- (A2) 20-37 cm Gelblich-brauner, mehlsandig-toniger Lehm. 10 YR 5/6. Schwach entwickelt, sehr fein, abgerundet polyedrisch. Weich. Obergrenze abrupt und eben.
- C 37-68 cm Gelblich-brauner bis brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 5/4 - 7,5 YR 5/4. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Kleine Eisen- und Mangankonkretionen. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- D 68-90 cm Dunkelbrauner bis kräftig-brauner, sandig-toniger Lehm. 7,5 YR 4/4 - 5/6. Einzelkornstruktur. Knetbar. Fleckig. Obergrenze abrupt und eben.
- 90 cm Sandstein.

Dort, wo die Arietenschichten gegen den Luxemburger Sandstein auskeilen, tritt eine Zone auf, in der das Verwitterungsmaterial beider Ablagerungen in den Profillöchern und Bohrungen angetroffen wird. Es ist selbstverständlich, daß in dieser Zone der Ton der Arietenschichten in allen Mächtigkeiten, von 0 bis 120 cm, je nach der Bohrstelle, auf dem Luxemburger Sandstein liegt. Weil diese Zone so schmal ist, wurde sie nicht mehr unterteilt.

Wenn die Arietenschichten dünner als 40 cm werden, ist es sehr schwierig festzustellen, ob das oberste, feinkörnige Material wirklich aus den Arietenschichten, oder von den obersten tonreichen Bänken des Luxemburger Sandsteines kommt, oder aber vom äolischen Lehm stammt. Deshalb wurden die Mächtigkeitsgrenzen der Arietenschichten dieses Bodentyps auf 40 bis 120 cm festgestellt. Die Böden, deren feinkörnige Oberschicht dünner als 40 cm ist, wurden mit Bqd bezeichnet.

Neben dem Plateau bei Contern tritt dieser Übergangstyp auch im äußersten Süden und Norden des untersuchten Gebietes auf.

Ba *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Tiefer Boden.*

Aufnahmestelle: k-39.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 335 m.

Neigung: 4%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 100 cm.

Steingehalt: keine Steine.

Aoo 8-4 cm Laubstreuschicht.

Ao 4-0 cm Humusschicht.

Al 6-120 cm Gelblich-brauner Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben.

Bb *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Mäßig tiefer Boden.*

Aufnahmestelle: kl-41.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 338 m.

Neigung: 7%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 95 cm.

Steingehalt: wenige Steine von 70 bis 98 cm.

Aoo 7-5 cm Laubstreuschicht.

Ao 5-0 cm Humusschicht. Mull.

Al 0-7 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Locker.

C 7-98 cm Gelblichbrauner, lehmiger Sand bis Sand. 10 YR 5/6. Von 67 bis 85 cm einige bis 3 cm breite, kräftig-braune Bänder. 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Ab 70 cm wenige vereinzelte Stücke Sandstein bis 8 cm Größe. Obergrenze deutlich und eben.

Dr 98 cm Sandstein.

Bc *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Untiefer Boden.*

Aufnahmestelle: m-41.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 353 m.

Neigung: 1%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 65 cm.

Steingehalt: wenige Steine von 40 bis 74 cm.

Aoo 8-5 cm Laubstreuerschicht.

Ao 5-0 cm Humusschicht. Mull.

Al 0-6 cm Dunkelgräulich-brauner, humushaltiger Sand. 10 YR 4/2. Schwach entwickelte, feine Krümel- bis Einzelkornstruktur. Locker.

C 6-74 cm Gelblich-brauner Sand. 10 YR 5/6. Einige kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Ab 40 cm wenige vereinzelte Stücke Sandstein bis 6 cm Größe. Obergrenze deutlich und eben.

Dr 74 cm Sandstein.

Bd *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Sehr untiefer Boden.*

Aufnahmestelle: f-13.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 325 m.

Neigung: 6%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: Sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 30 cm.

Steingehalt: ziemlich viele Steine.

Ap 0-10 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Locker.

C 10-32 cm Gelblich-brauner lehmiger Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Ziemlich viele Stücke Sandstein bis 10 cm Größe. Obergrenze abrupt und eben.

Dr 32 cm Sandstein.

Der Luxemburger Sandstein verwittert zu Sand, wozu nur das kalkige Bindemittel in Lösung zu gehen braucht. Im Gegensatz zur Verwitterung der Arietenschichten, bei denen erst das Calciumcarbonat gelöst wird und dann Oxydation des Pyrits stattfindet, wird beim Luxemburger Sandstein erst der Pyrit oxydiert, bei welchem Prozeß der Sandstein aber noch erhalten bleibt. Erst wenn das Calciumcarbonat sich auflöst, wird der dann schon gelblich-braune Sandstein zu Sand. Dieser Verwitterungsvorgang steht in Zusammenhang mit der porösen Struktur des Sandsteines, durch welche der für die Oxydation des Pyrits benötigte Sauerstoff leicht bis tief in das Gestein eindringen kann.

In den Ba-, Bb-, Bc- und Bd-Böden sind die Horizonte sehr schlecht ausgebildet. Wohl entwickelte sich auf den Böden, so sie bewaldet sind, ein Humusanreicherungshorizont. Dieser Humus ist vom Mull-Typ. Ein Horizont, in dem Eisen oder kolloidale Teile angehäuft sind, ist nicht vorhanden. Diese Böden haben also ein A-C-Profil. Die Bodeneigenschaften stimmen mit der Definition des «Brown Forest soil» überein: «Ein «dunkelbrauner, humushaltiger Al-Horizont, allmählich über eine leichter braune, wenig «ausgesprochene Farbe oder Struktur-B-Horizont in das kalkreiche Muttermaterial

«übergehend. Der obere Teil des Bodens ist noch schwach kalkhaltig oder zeigt eine «hohe Kationensättigung. In diesen Böden ist die Auslaugung des Eisens und Humus's «unbedeutend».

Die Entwicklung eines Struktur-B-Horizontes ist in diesem reinen Sand kaum möglich und wurde deshalb auch nicht gefunden. Es ist zu wenig Ton vorhanden, um Strukturaggregate bilden zu können.

Diese Böden gehören zu den Mitteleuropäischen Braunerden KUBIENA's (KUBIENA 1953, LAATSCH 1957, SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL 1956). Auf dem Gebiet der Definitionen der Braunerden besteht jedoch keine Einheitlichkeit. In den Vereinigten Staaten und in Europa werden die Benennungen dieser Böden in sehr verschiedener Weise angewendet, die eine Verwirrung zur Folge hat. Ziemlich rezent versuchten TAVERNIER und SMITH (1957) und KUNDLER (1957) in dieser Materie Ordnung zu schaffen. Um alle Unsicherheiten auszuschalten, wurden bei dieser Untersuchung die amerikanischen Definitionen verwendet, wie sie durch BENNEMA, SCHELLING und VEENENBOS (1953) übersetzt und ergänzt worden sind.

Die Form Ba ist auf dem Plateau «Jongholz» im Süden von Medingen unter Buchenwald zu finden. Wie es bei den meisten Böden auf dem Luxemburger Sandstein der Fall ist, wird auch von diesem Typus eine Variante auf Ackerland angetroffen. Die Aoo-, Ao- und Al-Horizonte wurden als Folge des Ackerbaus zum Ap-Horizont. Die Böden, die das Zeichen Bb tragen, unterscheiden sich nur darin von dem Ba-Typ, daß der kalkreiche Sandstein zwischen 80 und 120 cm liegt. Die untiefen Bc-Böden findet man hauptsächlich an den Dellenrändern. Die Erosion war hier stärker als in den mehr zentralen Teilen des Plateaus.

Auch den Bd-Typ trifft man nur dort an, wo die Erosion auf dem Plateau am intensivsten war. Dies ist auf der «Haed» genannten Hochfläche im Westen von Moutfort vor allem am Südrand der Fall, wo sie an den Schlaederbach grenzt. Die Denudation wirkte hier stärker als am Cuestarand selbst. Zu diesem Typ wurden alle die Böden gezählt, die auf dem Luxemburger Sandstein vorkommen und dünner als 40 cm sind. Örtlich können also Profile angetroffen werden, in denen bis zu einem gewissen Grade Bodenbildung stattfand — wenn dies auch in den meisten Fällen sehr mangelhaft ist.

Bla Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Tiefer Boden.

Aufnahmestelle: ij-10.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 340 m.

Neigung: 5%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 110 cm.

Steingehalt: wenige Steine ab 90 cm.

Apl 0-15 cm. Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Locker.

- Ap2 15-26 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Wenig hart. Obergrenze deutlich und eben.
- A2 26-62 cm Gelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/4. Einzelkornstruktur. Weich bis wenig hart. Obergrenze abrupt und unregelmäßig durch vertikale Wurzelkanäle, die mit humushaltigem Sand aufgefüllt sind.
- B 62-123 cm Kräftig-brauner Sand. 7,5 YR 5/8. Einzelkornstruktur. Wenig hart. Ab 90 cm wenige Stücke Sandstein. Obergrenze diffus und eben.
- Dr 123 cm Sandstein.

B1b Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Mäßig tiefer Boden.

Aufnahmestelle: f-10.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 327 m.

Neigung: 5%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 105 cm.

Steingehalt: viele Steine von 80 bis 105 cm.

Ap 0-19 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 3/3. Einzelkornstruktur. Locker.

A2 19-35 cm Dunkelgelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 4/4. Einzelkornstruktur. Wenig hart. Obergrenze abrupt und wellenförmig.

A3 35-42 cm Dunkelbrauner lehmiger Sand. 7,5 YR 4/4. Einzelkornstruktur. Wenig hart. Obergrenze graduell und wellenförmig.

B1 42-72 cm Kräftig-brauner, lehmiger Sand. 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Weich. Obergrenze graduell und eben.

B2 72-105 cm Gelbroter Sand. 5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Wenig hart. Ab 80 cm viele Stücke Sandstein. Obergrenze graduell und wellenförmig.

Dr 105 cm Sandstein.

B1c Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Untiefer Boden.

Aufnahmestelle: gh-12.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 328 m.

Neigung: 1-2%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 52 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 52 cm.

Ap 0-18 cm Dunkelgelblich-brauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 3/4. Einzelkornstruktur. Locker.

- A2 18-22 cm Dunkelgelblich-brauner bis kräftig-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 4/4 - 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Weich. Obergrenze deutlich und uneben durch vertikale Wurzelkanäle, gefüllt mit humushaltigem Sand.
- B 22-52 cm Kräftig-brauner, lehmiger Sand. 7,5 YR 5/6. Gelbrote Flecken. 5 YR 4/6. Einzelkornstruktur. Wenig hart. Obergrenze graduell und uneben.
- Dr 52 cm Sandstein.

Die A2-Horizonte dieser Böden unterscheiden sich durch blässere Farben (Blatt 10 YR der MUNSELL Color Charts) von den dunkleren Farben des B-Horizontes (Blatt 7,5 YR). Dieser Farbenunterschied wird durch den größeren Eisenreichtum des B-Horizontes hervorgerufen. Die Texturen vom A- und B-Horizont zeigen keine großen Differenzen. Diese Böden ähneln den «Gray-Brown Podzolic soils», die gekennzeichnet sind durch: «eine dünne Mullschicht über einem ebenfalls dünnen, 5 bis 10 cm mächtigen «dunkelgefärbten, neutralen bis schwach sauren A1-Horizont und einem gräulich-«braunen oder gräulich-gelben, schwach ausgelaugten, schwach sauren A2-Horizont, «mit einem braunen, tonigeren B-Horizont, welcher nach unten allmählich heller wird. «Das ganze Profil ist selten mächtiger als 1,20 m.»

Der Unterschied zwischen den B1-Böden und den «Gray-Brown Podzolic soils» liegt im Wegfallen der Tonkonzentration im B-Horizont der erstgenannten Böden. Hier war ursprünglich schon nicht genügend Ton im A-Horizont vorhanden um eine Anreicherung desselben im B-Horizont zu ermöglichen. Auffällig ist, daß bei diesen Böden meistens kein echter C-Horizont auftritt. Beinahe immer läuft die kräftig braune Farbe des B-Horizontes bis in den Sandstein durch. Dies ist umso auffälliger, als die Farbe des rezenten Verwitterungsmaterials des Luxemburger Sandsteines, wie man es in den Gruben feststellen kann, nicht kräftig-braun (7,5 YR), sondern gelblich-braun (10YR) ist. Man könnte hier annehmen, daß in diesem sandigen Material die vertikale Ausdehnung des Illuvial-Horizontes sehr bedeutend ist.

Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß die kräftig-braune Farbe einer älteren Bodenbildung zu verdanken ist. Tatsächlich sind unter dem äolischen Lehm, wenn er mächtiger als 40 cm ist, Böden auf dem Luxemburger Sandstein erhalten geblieben, die keinerlei Zusammenhang mit den heutigen Böden erkennen lassen (Siehe JB2). Die Farbe dieser fossilen Böden ist gelbrot (5YR). Es ist nicht unwahrscheinlich, daß dort, wo die schützende Lehmschicht sehr dünn ist oder fehlt, Degradation dieser fossilen Böden stattgefunden hat. Die obersten 20 bis 70 cm könnten durch Entfernung des Eisens gelblich-braun gefärbt sein. Die darunterliegende Schicht wäre dann ein Zwischenstadium; sie würde nicht mehr die ursprüngliche gelbrote Farbe aufweisen, aber ebensowenig so stark gebleicht sein wie die Oberflächenschicht. Weitere Hinweise dafür würden die gelbroten Flecken und Bänder, die man manchmal im kräftig-braunen Horizont antrifft, sein können. An einigen Stellen zeigten die Profillöcher, daß unter der kräftig-braunen Schicht noch gelbroter Sand liegt.

Die B1-Böden kamen hauptsächlich auf der «Haed» zur Entwicklung, obschon sie auch auf anderen Plateauteilen gefunden wurden. Unter Ackerland wurden die Aoo-, Ao- und Al-Horizonte in den Ap-Horizont umgewandelt. Auf die tiefer liegenden Horizonte scheint das nur einen geringen Einfluß ausgeübt zu haben.

B2b *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.
Mäßig tiefer Boden.*

Aufnahmestelle: n-45.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 363 m.

Neigung: 1%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 83 cm.

Steingehalt: wenige Steine von 62 bis 87 cm.

Aoo 7-4 cm Laubstreuenschicht.

Ao 4-0 cm Humusschicht. Mull.

Al 0-9 cm Dunkelbrauner, sandiger Lehm. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Locker.

A2 9-38 cm Gelblich-brauner sandiger Lehm. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben.

A3 38-46 cm Gelblich-brauner bis kräftig-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/6 - 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze graduell und eben.

B2 46-87 cm Kräftig-brauner, sandiger Lehm. 7,5 YR 5/6. Schwach entwickelte, mittelgroße, abgerundete Polyederstruktur. Weich. Ab 62 cm wenige Stücke Sandstein. Obergrenze graduell und eben.

Dr 87 cm Sandstein.

B2c *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.
Untiefer Boden.*

Aufnahmestelle: i-45.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 345 m.

Neigung: 5%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 62 cm.

Steingehalt: keine Steine.

Ap 0-17 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 3/3. Einzelkornstruktur. Locker.

A2 17-45 cm Gelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze abrupt und eben.

A3 45-52 cm Gelblich-brauner bis kräftig-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/6 - 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze graduell und eben.

B2 53-64 cm Kräftig-brauner, sandiger Lehm. 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Fest und klebrig. Obergrenze graduell und eben.

Dr 64 cm Sandstein.

Diese Böden besitzen einen sogenannten Textur-B-Horizont und genügen deshalb völlig der Definition der «Gray-Brown Podzolic soils». Sie unterscheiden sich von den B1-Böden nur durch den tonhaltigen B-Horizont. Manchmal ist der ganze B-Horizont tonhaltig, aber vielfach ist der Ton in Bändern konzentriert. Da, wo der Sand dieses Horizontes zu Strukturaggregaten verkittet ist, sind sie mit einer Tonhaut überzogen. Das Auftreten einer Tonanreicherung im B-Horizont ist hier geologisch bedingt. Der Sand des Luxemburger Sandsteines besitzt meistens zu wenig kolloidale Teilchen um eine Anreicherung im B-Horizont zu gestatten, aber zwischen die Sandbänke des Luxemburger Sandsteines sind bisweilen Tonschichten eingelagert. Treten diese dünnen Schichten im B-Horizont auf, so findet ein Übergang des B1-Typs in einen echten «Gray-Brown Podzolic soil» ohne pedologische Vorgänge statt. Im A-Horizont sind diese dünnen Schichten nicht mehr wiederzufinden. Die Teilchen kleiner als 2 Mikron sind eluviiert und bilden so eventuell einen «Gray-Brown Podzolic soil».

Die obersten Bänke des Luxemburger Sandsteines liefern bei ihrer Verwitterung einen tonhaltigen Sand. An Stellen, wo die Erosion eine gute Profilbildung verhinderte, entwickelte sich darin der Bodentyp Bqd. Wo die Bedingungen günstiger sind, wie im westlichen Teil von «Haed», migrierte der Ton aus dem A-Horizont in den B-Horizont, so daß auch hier wieder ein «Gray-Brown Podzolic soil» kartiert wurde. Die B2-Böden in «Buchholz» entstanden wieder auf andere Weise. Der Ton des B-Horizontes stammt in den meisten Fällen aus dem äolischen Lehm, der oft mit den obersten Schichten vermenget ist. Es sind die bei der Lehmverwitterung freiwerdenden Tonteilchen, die in den B-Horizont illuvierten. Die B1- und B2-Böden vertreten also keine verschiedenen Stadien der Bodenentwicklung in dem Sand des Luxemburger Sandsteines. Ihr Vorkommen wird geologisch bestimmt durch die Textur des Muttergesteines und durch die Verteilung des äolischen Lehmes. Auch diese Tatsachen besagen also, welche wichtige Rolle das Muttermaterial für den Charakter des Bodens spielen kann.

B3 *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Gebleichter Eluvialhorizont.*

Aufnahmestelle: n-40.

Vegetation: gemischter Tannen- und Laubwald.

Höhe: 350 m.

Neigung: 2%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr niedrig.

Bewurzelung: bis 70 cm.

Steingehalt: keine Steine.

Aoo 8-5 cm Laub- und Nadelstreuschicht.

Ao 5-0 cm Humusschicht. Moder.

Al-1 0-5 cm Sehr dunkelbrauner, humushaltiger Sand. 10 YR 2/2. Gebleichte Quarkörner in schwarzem Humus. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.

Al-2 5-15 cm Gräulich-brauner Sand. 10 YR 5/2. Viele deutliche, mittelgroße, wenig scharf umgrenzte, blaßgraue Flecken. 10 YR 6/3. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und wellenförmig.

- | | | |
|------|-----------|--|
| A2 | 15-24 cm | Blaßbrauner Sand. 10 YR 6/3. Viele undeutliche, mittelgroße, scharf umgrenzte, hellgelblich-braune Flecken. 10 YR 6/4. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und uneben. |
| B2-1 | 24-26 cm | Dunkelbrauner Sand. 7,5 YR 4/4. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze abrupt und wellenförmig. |
| B2-2 | 26-44 cm | Kräftig-brauner Sand. 7,5 YR 5/8. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und wellenförmig. |
| C | 44-120 cm | Gelber Sand. 10 YR 7/8. Ziemlich viele, deutliche, große, wenig scharf umgrenzte, zungenförmige, gelblich-braune, bis 1 cm dicke Bänder. 7,5 YR 5/6 - 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben. |

Auf einigen kleineren Flächen in «Jongholz» treten im Sand Böden mit einem mehr podsolierten Charakter auf. Der A2-Horizont unter dem humusreichen A1-Horizont besitzt eine blässere Farbe als derselbe Horizont in den B1- und B2-Böden. Durch die Eisen- und Humusanreicherung des B-Horizontes besteht ein deutlicher Farbunterschied mit dem gelben C-Horizont. Ein wichtiger Unterschied mit den anderen Böden auf dem Luxemburger Sandstein ist nicht nur der gebleichte A-Horizont, sondern auch das stellenweise Vorhandensein eines echten C-Horizontes. Das Auftreten dieser Böden beschränkt sich gerade auf die Flächen, die auf der topographischen Karte mit Nadelwald angegeben worden sind. Man neigt zu der Annahme, die Bildung der Bleichzone der Auslaugung durch den saueren Humus der Nadeln zuzuschreiben. Man soll sich aber darüber klar sein, daß das Muttermaterial, wie die Farbe des C-Horizontes beweist, schon von vornherein wenig Eisen enthielt, was also eine schnellere Auslaugung gestattete. Bestimmungen des pH zeigen, daß der Säuregrad der Humusschicht auf den B3-Böden (pH 6) höher liegt als auf den B2-Böden (pH 5,6).

Die B3-Böden sind nicht überall mit einer deutlichen Bleichzone versehen. Stellenweise sind die A1- und A2-Horizonte so schwach entwickelt, daß von einem «Brown Podzolic soil» gesprochen werden kann. Seine Definition lautet: «Sauere Streuschicht über einem dünnen, dunkelgrauen A1-Horizont, einem dünnen, graubraunen oder gelblichbraunen, von Humus maskierten A2-Horizont und einem braunen oder gelbbraunen B2-Horizont, welche nur wenig tonhaltiger als der A-Horizont ist. Das ganze Profil ist selten mächtiger als 60 cm.» Nur bei einer genaueren Betrachtung ergibt es sich, daß die Quarzkörner im A-Horizont wirklich gebleicht sind. Auch auf anderen Teilen des Plateaus, wo der A-Horizont bereits wenig Eisen besitzt, kann man beobachten, wie die Bildung eines «Brown Podzolic soil» in einen bereits bestehenden «Brown Forest soil» oder «Gray-Brown Podzolic soil» übergeht.

Die Mächtigkeiten der B3-Böden wechseln so schnell, daß sie nicht weiter unterteilt wurden.

Bqd *Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines. Lehmige Variante. Sehr untiefer Boden.*

Aufnahmestelle: f-18.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 330 m.

Neigung: 2‰.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: mittelmäßig hoch.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig

Bewurzelung: bis 28 cm.

Steingehalt: viele Steine.

Ap 0-20 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig.

B 20-32 cm Dunkelbrauner, sandiger Ton. 7,5 YR 4/4. Mittelmäßig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Klebrig und fest. Tonüberzüge um die Struktureinheiten. Viele Stücke eisenhaltigen Sandsteins.

Dr 32 cm Sandstein.

Der Sand, in dem dieser Boden entstand, stammt aus den obersten Bänken des Luxemburger Sandsteines. Wie bei Contern festgestellt werden konnte, setzt er sich aus einem kalkreichen, grobkörnigen weißen Sandstein zusammen. Neben dem Sand liefert die Verwitterung oft ziemlich viel Ton. Die Bqd-Böden liegen auf dem Plateau bei Contern und grenzen an die Böden auf den Arietenschichten. Auf der Nordkante liegen die Bqd-Böden gegen einen Streifen B1c-Böden an, die sich im Sand der normalen Fazies des Luxemburger Sandsteines entwickelten. Obgleich die B1c-Böden durch ihre Lage in der Nähe vom Schlaederbachtal mehr der Abtragung ausgesetzt sind als die Bqd-Böden, ist ihre Verwitterungsdecke doch dicker. Wenn man die Tatsache in Betracht zieht, daß die Verwitterung des Luxemburger Sandsteines der Hauptsache nach durch die Lösung des Calciumcarbonats bedingt wird, darf es nicht verwundern, daß die obersten kalkreichen Sandbänke langsamer verwittern als die darunter liegenden Schichten mit einem geringeren Kalkgehalt und deshalb eine dünnere Verwitterungsdecke haben. Außerdem sind die Bqd-Böden länger durch die Arietenschichten bedeckt gewesen, die möglicherweise schützend wirkten.

Obgleich die Verwitterungsschicht relativ jung ist, deuten die Tonüberzüge um die Strukturaggregate im B-Horizont auf eine ziemlich vorgeschrittene «Gray-Brown Podzolic soil»-Bildung hin. Da man annehmen muß, daß diese Bodenentwicklung erst nach der Denudation der Arietenschichten begann, ist die Schlußfolgerung zu ziehen, daß die Grenze zwischen den Arietenschichten und dem Luxemburger Sandstein in der Zeit der Entwicklung dieser Böden nahezu stationär war. Dies ist ein Fingerzeig für eine geringe Abtragungsgeschwindigkeit auf der Cuestafläche. Da aus der Morphologie deutlich wird, daß der Cuestarand noch langsamer zurückweicht als die Grenze zwischen den Arietenschichten und dem Luxemburger Sandstein, folgt aus dem vorausgegangenen, daß auch dieser Cuestarand sich während dieser Zeit nicht verlagerte.

Bs *Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines. Grobsandigere Variante.*

Aufnahmestelle: k-13

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 330 m.

Neigung: 1%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: sehr niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig

Bewurzelung: bis 105 cm.

Steingehalt: Quarzitgerölle in einer Tiefe von 18 bis 72 cm.

- 0-18 cm Dunkelgelblich-brauner, mittelkörniger Sand. 10 YR 3/4. Einzelkornstruktur. Locker.
- 18-72 cm Dunkelbrauner, mittelkörniger Sand. 7,5 YR 4/4. Einzelkornstruktur. Locker. Einige Quarzitgerölle bis 2 cm Größe. Obergrenze deutlich und eben.
- 72-105 cm Gelblich-brauner, mittelkörniger Sand. 10 YR 5/4. Einzelkornstruktur, Locker. Unregelmäßige, sehr dunkelgraue Flecken und Bänder. 10 YR 3/1. Obergrenze graduell und eben.
- 105-140 cm Gelblich-brauner, mittelkörniger Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Fest. Obergrenze graduell und eben.

Auf «Haed» treten in der Nähe des Cuestarandes einige, von dem normalen Luxemburger Sandstein abweichende Bänke zu Tage. Diese liefern bei der Verwitterung einen Sand, der grobkörniger und eisenhaltiger ist. Außerdem besitzen diese Bänke dünne Schichten, welche schwarze Quarzitgerölle enthalten. Wenn diese Gerölle an der Oberfläche lägen, könnten sie den Anschein erwecken, daß sie Flußablagerungen seien. Die Anwesenheit eisenreicher Bänke erschwert es manchmal, Bodenbildung und Sedimentation voneinander zu trennen. Die Mächtigkeit dieser Böden kann sehr unterschiedlich sein.

jB2 *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Bis höchstens 40 cm tief mit äolischem Lehm überlagert. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.*

Aufnahmestelle: Im-53.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 337 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: mäßig.

Feuchtigkeitsgrad: mässig

Bewurzelung: bis 60 cm

Steingehalt: keine Steine.

Aoo 8-5 cm Laubstreuschicht.

Ao 5-0 cm Humusschicht. Mull.

A1 0-5 cm Dunkelgräulich-brauner, humushaltiger Lehm. 10 YR 3/2. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.

A2 5-15 cm Hellgelblich-brauner Lehm. 10 YR 6/4. Schwach entwickelte, dünnplattige Struktur. Bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.

A3 15-38 cm Rötlich-gelber bis bräunlich-gelber Lehm. 7,5 YR 6/6 - 10 YR 6/6. schwach entwickelte, dünnplattige Struktur. Bröcklig. Obergrenze graduell und eben.

B1 38-61 cm Rötlich-gelber, sandiger Lehm. 7,5 YR 6/6. Einzelkornstruktur. Bröcklig. Obergrenze graduell und wellenförmig.

- B2 61-82 cm Gelbroter, sandiger Lehm. 7,5 YR 4/6 - 5/8. Viele undeutliche, mittelgroße, diffus umgrenzte Flecken. Einzelkornstruktur. Fest und klebrig. Obergrenze graduell und eben.
- Dr 82 cm Sandstein.

Die Flächen, auf denen der äolische Lehm mit einer Mächtigkeit von mehr als 40 cm auf dem Luxemburger Sandstein vorkommt, werden durch eine Zone mit dünnerer Lehmbedeckung umgeben. Durch diese geringe Stärke fand Mischung mit dem darunterliegenden Sand statt, so daß der Lehm sehr sandhaltig sein kann.

Der B-Horizont bildete sich meistens im Sand. Die Verwitterung des Lehmes im A-Horizont lieferte eine ziemlich große Menge Ton, die in den B-Horizont migrierte und sich dort anhäufte. Manchmal kann festgestellt werden, daß dieser Ton die Struktureinheiten umhüllt. Wo der Sand ohne Struktur ist, verteilt sich der Ton im ganzen B-Horizont. Diese Bodenart genügt wieder der Definition der «Gray-Brown Podzolic soils.»

Diskussion

Für die Morphologie der Hochflächen ist es wichtig, zwischen vorbereitender Verwitterung und Profilbildung zu unterscheiden.

Die Verwitterung

Man neigt leicht zu der Annahme, daß die Mächtigkeit des Bodens ein Maßstab für die Abtragung ist. Diese Mächtigkeit wird jedoch durch zwei Faktoren bestimmt: das Verwitterungstempo und die Geschwindigkeit der Bodenerosion. Man kann in folgender Formel die bestehenden Beziehungen zwischen diesen Faktoren ausdrücken:

$$D = f(V-B), \text{ in der}$$

- D = die Mächtigkeitszunahme der Verwitterungsschicht,
 V = die Geschwindigkeit der vorbereitenden Verwitterung, und
 B = die Bodenerosionsgeschwindigkeit sind.

Nur wenn der Faktor V nahezu konstant und sehr klein ist, ist die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke ein Maßstab für die Intensität der Bodenerosion.

Die Verwitterungsgeschwindigkeit eines Gesteines wird durch den Charakter des Muttergesteines, die Vegetation, das Klima und die Topographie bestimmt. Auf den Plateaus in der Umgebung von Moutfort bestehen die Muttergesteine aus den Arietenschichten und dem Luxemburger Sandstein. In der Vegetation besteht ein Unterschied zwischen dem mit Wald oder Äckern bedeckten Luxemburger Sandstein. Aus der Bodenmorphologie kommt zum Ausdruck, daß der Einfluß des Ackerbaues in ca. 30 bis 40 cm Tiefe aufhört. Es scheint so auch gerechtfertigt zu sein, für die Sandböden von «Haed» und «Buchholz» eine gleiche Verwitterungsgeschwindigkeit anzunehmen, besonders, da Klima- und Topographieunterschiede auf den Hochebenen zu gering sind, um das Verwitterungstempo beeinflussen zu können.

Der Faktor V soll also für die folgenden zwei Flächen als nahezu konstant angenommen werden: 1) für die Arietenschichten bei Contern und 2) für den Luxemburger Sandstein auf «Haed» und «Buchholz». In diesen zwei Gebieten ist also die Mächtigkeit der Verwitterungsschicht ein Maßstab für die Geschwindigkeit der Bodenzerstörung.

Beim Betrachten der Bodenkarte wird deutlich, daß im allgemeinen die dünnsten Sandböden auf den relativ steilsten Hängen liegen. Erstens betrifft dies gerade die Teile, die sich den Dellen entlang ausstrecken. Außerdem sind die Böden in Cuestarandnähe von geringerer Mächtigkeit. Die Schichtstufe wird also nicht nur vom Cuestarand selbst, sondern auch durch die sich in das Plateau einschneidenden Dellen angegriffen.

Auch auf dem Plateauteil der Arietenschichten liegen die sehr untiefen Böden auf den Flächen mit der stärksten Neigung, was gerade für die Dellenhänge zutrifft. Weil der Faktor V, die Verwitterungsgeschwindigkeit, auf dem Luxemburger Sandstein nicht derselbe wie auf den Arietenschichten zu sein braucht, kann man aus den Mächtigkeiten der Böden keine Vergleiche über die Intensität der Abtragung auf diesen zwei Gesteinen ziehen.

Aus der Formel $D = f(V-B)$ zeigt sich, daß wenn B kleiner als V ist, D einen positiven Wert erhält; die Mächtigkeit der Böden ist dann steigend. Ist B jedoch größer als V, dann erfolgt eine Abnahme der Stärke der Verwitterungsdecke. Endlich ist auch ein Zustand denkbar, bei dem B und V gleichwertig sind, die Mächtigkeit der dann anwesenden Böden bleibt unverändert.

Die Mächtigkeit, die man jetzt messen kann, ist immer die in diesem Moment auftretende Resultante von Verwitterung und Bodenerosion. Aus dem Vorhandensein einer Verwitterungsschicht ist also abzuleiten, daß auf den Plateaus die Geschwindigkeit der Verwitterung größer als die der Bodenerosion gewesen ist, obgleich zeitliche Schwankungen in beiden Faktoren aufgetreten sein können. Bei der Behandlung der JB2-Böden soll gezeigt werden, daß die Verwitterung des Luxemburger Sandsteines ein äußerst langsam verlaufender Prozeß ist. Seit der Ablagerung des äolischen Lehmes, die im Riß oder noch früher stattfand, verwitterte praktisch kein Sandstein mehr. Eine gleich langsam verlaufende Verwitterung gilt für die Arietenschichten. Da auf den Plateaus V größer als B ist, folgt aus dem Vorausgegangenen eine äußerst langsame Abtragungsgeschwindigkeit auf den Hochflächen.

Profilbildung

Viel schwieriger ist es, morphologische Schlußfolgerungen aus der Profilbildung in den Plateauböden zu ziehen, hauptsächlich dadurch, weil es unmöglich ist, diese zahlenmäßig wiederzugeben, so wie es bei der Verwitterung wohl geschehen kann, nämlich die Mächtigkeit der Verwitterungsschicht in cm.

Die Bodenbildung ist von folgenden Faktoren abhängig: Muttermaterial, Vegetation, Mensch, Klima, Topographie und Zeit. (JENNY 1941, ROBINSON 1951).

Das *Muttermaterial* der Böden auf dem Luxemburger Sandstein hat nicht immer einen einheitlichen Ursprung. In manchen Fällen ist es eine Mischung von verwittertem Sandstein mit äolischem Lehm. Diese Beimengung ist sehr wichtig, weil bei der Verwitte-

zung des äolischen Lehmes kolloidale Teile frei werden, die in hohem Maße den Charakter des Bodenprofils bestimmen, so daß an einigen Stellen «Gray-Brown Podzolic soils» im Sand auftreten können, was unmöglich stattgefunden haben könnte, wenn der Lehm nicht vorhanden gewesen wäre. An anderen Stellen enthält der Verwitterungsboden des Luxemburger Sandsteines selbst genügend Ton, um die Bildung eines «Gray-Brown Podzolic soil» zuzulassen. Ist kein Ton vorhanden, der Boden jedoch wohl eisenhaltig, dann bildet sich ein «Gray-Brown Podzolic soil» ohne Textur-B-Horizont. Ist auch noch wenig Eisen vorhanden, so besteht die Neigung zur Bildung eines Podsols oder eines «Brown Podzolic soil.»

Was den Faktor *Vegetation* angeht, so tritt ein Unterschied im Profilaufbau unter Wald und Ackerland nur bis zu einer Tiefe von 30 bis 40 cm auf. Wohl ist an den Stellen, auf denen die Vegetation hauptsächlich aus Nadelwald besteht, ein podsolähnliches Profil zu finden. Die Frage ist, was hier wichtiger ist: der Charakter der Vegetation oder der des Muttermaterials.

Der *Mensch* kann auf jeden Fall einen großen Einfluß auf die Profilentwicklung ausüben. Durch die verschiedenen Forstarbeiten kann das Bodenprofil vollkommen zerstört werden, so wie in «Jongholz».

Die Bodenbildung auf den Luxemburger Sandsteinplateaus vollzieht sich unabhängig von *Reliefunterschieden*, *Klimavariationen* und *Zeitunterschiede* sind ebenfalls zu vernachlässigen.

Wenn die Bodenbildung ein nur langsam verlaufender Prozeß wäre, dann wäre es wahrscheinlich möglich, aus den Profilen Schlußfolgerungen über die morphologische Entstehungsgeschichte der Plateaus zu ziehen. Im feinkörnigen Verwitterungston der Arietenschichten bildet sich jedoch kein Profil, während es im Sand des Luxemburger Sandsteines so schnell geschieht, daß selbst im jüngsten Verwitterungsmaterial, das zuletzt von den Arietenschichten freigelegt wurde, schon eine ziemlich starke Bodenbildung stattgefunden hat.

Im allgemeinen vollzieht sich die Profilbildung schneller als die Verwitterung und die Erosion. Der B-Horizont dehnt sich ja aus bis zum Muttergestein, während auch die dünnsten Böden oft noch einen, sei es auch geringen, Auslaugungshorizont zeigen.

DIE HANGBÖDEN

C *Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.*

Aufnahmestelle: kl-12.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 325 m.

Neigung: 28%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: hoch.

Feuchtigkeitsgrad: sehr gering.

Bewurzelung: bis 32 cm.

Steingehalt: viele Steine.

Aoo 4-2 cm Laubstreuenschicht.

Ao 2-0 cm Humusschicht.

A1 0-8 cm Sehr dunkelgrauer, humushaltiger Sand. 10 YR 3/1. Einzelkornstruktur. Locker.

(B) 8-32 cm Kräftig-brauner Sand. 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Viele Stücke Sandstein. Obergrenze deutlich und wellenförmig.

Dr 32 cm Sandstein.

Die tiefen Dellen im Luxemburger Sandstein besitzen steile Wände, an denen nur wenig Verwitterungsmaterial angetroffen wird. Die Tiefe des noch nicht verwitterten Sandsteines ist sehr wechselhaft, aber meistens weniger als 40 cm. An einigen Stellen zeigt die kräftig-braune Farbe, daß selbst in diesem so ungünstig gelegenen Material ein Bodenprofil vorhanden ist. Im allgemeinen besteht dieser Boden jedoch aus dem gelblich-braunen Verwitterungsmaterial des Sandsteines, ohne daß hier Horizonte geformt sind. Diese steilen Wände sind beinahe immer mit Laubholz bewachsen.

kDq Verwitterungsmaterial der Psilonotenschichten. Lehmige Variante. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Sand überlagert.

Aufnahmestelle: c-34.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 323 m.

Neigung: 4%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: langsam oder fehlend.

Permeabilität: sehr hoch.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 85 cm.

Steingehalt: wenige Steine ab 75 cm.

0-38 cm Dunkelbrauner, kolluvialer, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Locker.

38-75 cm Gelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/4. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze graduell und wellenförmig.

75-92 cm Zweifarbigiger Lehm. Viele sehr deutliche, große, scharf umgrenzte, hellgraue und kräftig-braune Flecken. 5 Y 7/2 und 7,5 YR 5/8. Hellgraue und kräftig-braune Stücke Sandstein bis zu 10 cm Größe.

92 cm Sandstein der Psilonotenschichten.

Bei der Verwitterung der normalen Fazies der unter dem Luxemburger Sandstein liegenden Psilonotenschichten wird ein mehlsandreicher Ton frei. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen kann jedoch unscharf sein. In der Übergangszone befinden sich dann tonreiche Sandbänke, die bei Verwitterung Material liefern, das wegen seines Tonreichtums auf der Bodenkarte zu den Psilonotenschichten gerechnet wurde.

Die kDq-Böden treten auf der Westseite des Tales oberhalb des «Hölzebiery» auf. Durch den in petrologischer Hinsicht allmählichen Übergang vom Sandstein in die Mergel ist dieser Hang weit weniger steil, als es normalerweise für die Cuestaränder

zutritt. Diese Böden wurden deshalb nicht bewaldet, sondern sind als Ackerland in Gebrauch. Oft sind sie mit einer sandigeren Schicht bedeckt. In den meisten Fällen kann man jedoch nicht in Erfahrung bringen, ob dieser Sand von höher gelegenen Sandböden stammt und hinabtransportiert wurde, oder ob es in situ verwitterte tonarme Sandbänke sind.

Die Verwitterung dieser Fazies der Psilonotenschichten besteht auch wieder hauptsächlich aus Kalklösung und Eisenoxydation. Im Gegenteil zum Luxemburger Sandstein, der so porös ist, daß die Oxydation des Eisensulphides schneller verläuft als die Kalkauflösung, treten als Folge der feinkörnigen Textur in diesen Böden noch Gesteinsbrocken auf, deren graue Farbe dem Pyrit zu verdanken ist. Im Lehm, in dem diese Stücke gebettet liegen, erscheinen neben dem gelblich-braunen Material, dessen Eisen bereits oxydiert ist, ebenfalls noch graue Flecken.

Ein B-Horizont kam in diesem Material meistens nicht zur Entwicklung. Wohl können Pseudo-Horizonte durch Texturunterschiede, die bereits im Gestein vorhanden waren oder kolluvialer Absetzung zu verdanken sind, auftreten.

1Dr *Verwitterungsmaterial der Psilonotenschichten. Tonige Variante. Bis höchstens 40 cm mit kolluvialem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: de-32.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 313 m.

Neigung: 16%.

Drainage. Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: hoch, bis 29 cm.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 45 cm.

Steingehalt: wenige Steine von 35 bis 54 cm.

- 0-12 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, kolluvialer, sandiger Lehm. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig.
- 12-29 cm Dunkelgelblich-brauner, kolluvialer, sandiger Lehm. 10 YR 4/4. Einzelkornstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 29-54 cm Zweifarbig, mehlsandiger Ton. Viele deutliche, mittelmäßig große, wenig scharf umgrenzte, hellgraue und kräftig-braune Flecken. 5 Y 7/2 und 7,5 YR 5/8. Mittelmäßig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Ab 35 cm kleine Stücke Sandstein. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 54 cm Unverwitterte Psilonotenschichten.

An der westlichen Talwand erscheinen unter den kDq-Böden oder direkt unter dem Luxemburger Sandstein die 1Dr-Böden, die aus dem Verwitterungston der Psilonotenschichten bestehen. Durch Verwerfen fehlen an der Ostseite des Tales, zwischen Medingen und Syren, diese Böden beinahe vollständig. An der Oberfläche ist hier wiederum Kolluvium, das außer Sand auch noch feineres Material enthält, zu finden.

Die tonhaltigen Verwitterungsprodukte der Pylonotenschichten sind an der Bildung dieses Kolluviums beteiligt. Dieses transportierte Material grenzt oft direkt an den Ton, dessen Pyrit, hauptsächlich in den tonigsten Teilen noch nicht völlig oxydiert ist. In diesem Zustand ist dieser Ton dem der Arietenschichten, falls dort die Oxydation noch nicht beendet ist, sehr ähnlich. Auch hier darf der Ton deshalb noch nicht als Muttermaterial angesehen werden, sondern soll als unvollständig verwittertes Gestein betrachtet werden. Die Erosion an den Talwänden ist so intensiv, daß dieses Gestein keine Möglichkeit zur völligen Verwitterung enthält.

1E *Verwitterungston der roten Tonschiefer. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: n-29.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 325 m.

Neigung: 20%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: mittelmäßig hoch, bis 30 cm.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 60 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-30 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, sandig-toniger Lehm. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 30-68 cm Rötlich-brauner Ton. 2,5 - 5 YR 4/4. Kräftig entwickelte, mäßig grobe Polyederstruktur. Knetbar. Obergrenze deutlich und wellenförmig.
- 68-100 cm Rötlich-brauner Ton. 2,5 - 5 YR 4/4. Kräftig entwickelte, mäßig grobe Polyederstruktur. Knetbar. Viele bis sehr viele eckige, rötlich-braune und grünlich-braune Gesteinspartikel. 2,5 - 5 YR 4/4 und 2,5 Y 5/2. Obergrenze diffus und wellenförmig.

Die Mächtigkeit der roten Tonschiefer ist so gering, daß ihre Böden nur wenig Bedeutung haben oder ganz fehlen. Sie liegen als ein schmaler Streifen an der Ostseite des Tales zwischen Moutfort und Medingen, während sie an der Westseite das ganze Tal begleiten. Auch hier befindet sich der Ton meistens unter einer Kolluviumschicht, auf deren Textur die höher gelegenen Gesteine ihren Stempel drückten. Mit einem deutlichen Farbenunterschied liegt der Verwitterungston der roten Tonschiefer darunter. Dieser Ton unterscheidet sich in seiner Farbe nicht von den Schiefen des Muttergesteines. Auch hier fehlen A- und B-Horizonte.

1Fq *Verwitterungsmaterial des Rhätsandsteines. Lehmige Variante des Rhätes. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: n-18.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 263 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: mäßig.

Bewurzelung: bis 57 cm.

Steingehalt: Gerölle von 57 bis 58 cm.

- 0-25 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig.
- 25-57 cm Dunkelgelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 57-58 cm Bis 1 cm große Gerölle aus schwarzem Quarzit und weißem Quarz.
- 58-80 cm Grauer Ton. 5 Y 6/1. Verwitterungston der schwarzen Blättermergel. Unregelmäßige, kräftig-braune Bänder. 7,5 YR 5/6. Schwach entwickelte, grobe, abgerundete Polyederstruktur. Knetbar und klebrig.

An einigen Stellen liegen unter den roten Tonschiefern die Verwitterungsprodukte des Rhätsandsteines. Dies trifft für den Hang des «Witeschbierges» zu. Die Böden sind hier jedoch durch Abgrabungen verschwunden. Zwischen Moutfort und dem Hang des «Haed»-Plateaus bildet der Rhätsandstein im Tal einen flachen Hügel, der auf allen Seiten durch Dellen und Talböden umgeben ist. Wegen seiner isolierten Lage wird der IFq-Boden hier nicht durch Kolluvium bedeckt. Der sandige Charakter gibt dem Gestein und seinem Verwitterungsmaterial einen größeren Widerstand gegen die Denudation als die Schichten im Hangenden und Liegenden, wodurch sie auspräpariert wurden. Das vorstehende Profil wurde in diesem flachen Hügel gegraben. Die Sandschicht ist nur 57 cm mächtig. Von dem darunter liegenden schwarzen Blättermergel ist sie durch eine kleine Geröllschicht getrennt. Obgleich Textur und Lage für ein A-B-C-Profil günstig sind, entwickelte sich keines. Es ist möglich, daß Rodung und Ackerbau ein ehemaliges Profil zerstört haben.

Die schwarzen Blättermergel in 58 cm Tiefe sind noch nicht ganz verwittert, was die graue Farbe beweist, obgleich stellenweise Bänder gefunden wurden, die die kräftig-braune Farbe von oxydiertem Eisen haben.

IFr *Verwitterungsmaterial der schwarzen Blättermergel. Tonige Variante des Rhätes. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialem Lehm überlagert.*

Aufnahmestelle: mn-29.

Vegetation: gemischter Laubwald.

Höhe: 310 m.

Neigung: 30%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: hoch, bis 18 cm.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig.

Bewurzelung: bis 35 cm.

Steingehalt: wenige Steine ab 18 cm.

Aoo 6-3 cm Laubstreuenschicht.

Ao 3-0 cm Humusschicht. Mull.

- 0-10 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, kolluvialer, sandiger Lehm. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Locker.
- 10-28 cm Gelblich-brauner, kolluvialer, sandig-toniger Lehm. 10 YR 5/4. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Hart. Obergrenze deutlich und eben.
- 28-35 cm Kräftig-brauner Ton. 7,5 YR 5/6. Schwach entwickelte, grobe, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Wenige Stücke Sandstein und Gerölle bis 2 cm Größe. Obergrenze deutlich und wellenförmig.
- 35-70 cm Grauer Ton. 6/0. Viele deutliche, große, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Strukturlos. Knetbar. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 70 cm Noch nicht verwitterte schwarze Blättermergel.

Unter dem Rhätsandstein oder direkt unter dem roten Tonschiefer liegen die schwarzen Blättermergel, deren Auftreten von größerem Umfang ist. Auf dem Hang des «Witeschbierges» zwischen Moutfort und Medingen kommen diese Mergel an die Oberfläche. In dem Profil bei mn-29 streckt sich, unter einem von höher liegenden Verwitterungsprodukten stammenden, 28 cm mächtigen Kolluvialhorizont, eine Tonschicht aus, die allmählich in die noch nicht verwitterten schwarzen Blättermergel übergeht. Dieser allmähliche Übergang ist durch die Zunahme der so charakteristischen grauschwarzen Schieferblättchen festzustellen. Oxydation des Eisens im oberen Teil gibt dem grauen Ton eine braune Farbe. In diesem grauen Ton, dem ersten Verwitterungsstadium der schwarzen Blättermergel, ist hie und da bereits der Beginn einer Oxydation zu sehen, durch den diese Schicht ein geflecktes Aussehen erhält, das leicht als Gley betrachtet werden könnte, jedoch überhaupt nichts damit zu tun hat.

An dem westlichen Talhang treten die 1Fr-Böden ebenfalls auf. Hier sind sie jedoch etwas sandiger entwickelt. An dem Cuestahang von «Haed» liegen die schwarzen Blättermergel und der Rhätsandstein in einer anderen Reihenfolge als auf dem gegenüberliegenden Talhang. Die 1Fr-Böden erscheinen in einer Höhe von 275 m, während die lehmige Variante in 250 m Höhe an die Oberfläche tritt.

Gc Verwitterungston des Steinmergelkeupers. Untiefer Boden.

Aufnahmestelle: Im-27.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 266 m.

Neigung: 8%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: schnell.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig.

Bewurzelung: 54 cm.

Steingehalt: wenige Steine.

- 0-20 cm Dunkelrötlich-grauer Ton. 5 YR 4/2. Kräftig entwickelte, mäßig grobe Polyederstruktur. Hart.
- 20-56 cm Rötlich-brauner, mehlsandig-toniger Lehm. 2,5 YR 4/4. Kräftig entwickelte, grobe Polyederstruktur. Hart. Obergrenze deutlich und eben.
- 56 cm Noch nicht ganz verwitterter Steinmergelkeuper. Oberfläche diffus.

Gd *Verwitterungston des Steinmergelkeupers. Sehr untiefer Boden.*

Aufnahmestelle: gh-30.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 275 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: schnell.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 20 cm.

Steingehalt: viele Steine.

0-22 cm Dunkelrötlich-brauner Ton. 5 YR 3/3. Kräftig entwickelte, feine Polyederstruktur. Wenig knetbar. Viele graue Steinmergel.

22 cm Noch nicht ganz verwitterter Steinmergelkeuper. Ton mit Steinmergeln und Gesteinsbruchstücken.

Die Böden auf dem Steinmergelkeuper breiten sich über eine sehr große Oberfläche aus. Sie liegen an den flachen Hängen zwischen dem Talboden und den steileren, oberen Teilen der Talwände. Zahlreiche Hangdellen trennen die Steinmergelkeuperböden voneinander. Nach der Mächtigkeit der Verwitterungsschicht wurden zwei Typen unterschieden. In der Nähe der Talböden, wo die Bodenzerstörung in Folge sehr geringer Hangneigung weniger intensiv ist, wurden die dickeren Gc-Böden kartiert. Daneben treten sie entlang den Dellen auf, wo das Bodenfließen Material von oben heranzuführte. Der Verwitterungsboden entstand hier also vielleicht nicht völlig an Ort und Stelle. Weil das Material sehr homogen ist, ist jedoch im Profil nicht zu bestimmen, was durch Bodenfließen hinzukam und was in situ verwitterte.

Die sehr untiefen Gd-Böden zeigen eine unterschiedliche morphologische Lage. Erstens kommen sie am Fuße der rhätischen Ablagerungen vor, dort wo die Neigung am stärksten ist. Zweitens sind sie oben auf den Talspornen, die durch die Delleneinschneidung geformt wurden, vorzugsweise auf dem westlichen Teil der Talwand bei dem «Hölzebiereg» und dem «Wangelsbiereg» vorhanden. In obigem Profil ist die Unvollständigkeit der Verwitterung zu sehen. Die oberste Schicht besitzt noch unzählige Steinmergel, die für den Steinmergelkeuper charakteristisch sind. Gipsstöcke erscheinen bis zu einigen dm unter der Oberfläche.

H *Verwitterungston der Roten Gipsmergel.*

Aufnahmestelle: lm-26.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 259 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: ziemlich schnell.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig.

Bewurzelung: bis 45 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 62 cm.

- 0-20 cm Dunkelrötlich-brauner Ton. 2,5 YR 3/4. Kräftig entwickelte, mäßig große Polyederstruktur. Hart.
- 20-62 cm Dunkelroter Ton. 2,5 YR 3/6. Kräftig entwickelte, grobe Polyederstruktur. Hart. Obergrenze deutlich und eben.
- 62 cm Noch nicht ganz verwitterte Rote Gipsmergel. Dunkelroter Ton und Gesteinspartikel. Obergrenze diffus.

Ein deutlicher Unterschied zwischen den Verwitterungsböden der Roten Gipsmergel und des Steinmergelkeupers kann nicht festgestellt werden. Der Ton des Steinmergelkeupers, meistens von brauner Farbe, ist gerade in der Nähe der Roten Gipsmergel örtlich so stark rot, daß jeder Farbenunterschied zwischen beiden Materialien verschwindet. Die Grenze ist darum mit einer punktierten Linie angegeben. Das Auftreten der H-Böden beschränkt sich auf ein kleines Gebiet bei Moutfort, wo die Syr tief genug eingeschnitten hat, um die Roten Gipsmergel erreichen zu können. Die flache Lage ermöglichte eine Verwitterung bis zu beträchtlicher Tiefe. Der Übergang vom dunkelroten Ton bis zum ebenfalls dunkelroten Gestein vollzieht sich sehr allmählich.

I *Verwitterungssand des Schilfsandsteines.*

Aufnahmestelle: no-24.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 265 m.

Neigung: 7%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: langsam.

Permeabilität: ziemlich hoch.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 60 cm.

Steingehalt: keine Steine bis 66 cm.

- 0-18 cm Dunkelrötlich-brauner, sandiger Lehm. 5 YR 3/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Bröcklig.
- 18-42 cm Rötlich-brauner, sandiger Lehm. 5 YR 4/3. Mittelmäßig entwickelte, abgerundete Polyederstruktur. Obergrenze deutlich und eben.
- 42-66 cm Rötlich-brauner Lehm. 5 YR 4/3. Kräftig entwickelte Polyederstruktur. Fest. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 66-120 cm Olivengrauer, mehlsandiger Ton. 5 Y 5/2. Kräftig entwickelte, grobe Polyederstruktur. Fest. Noch nicht verwitterte, dunkelgraue Gesteinspartikel die, gleich wie die Struktureinheiten, auswendig rötlich-braun gefärbt sind. Obergrenze graduell und wellenförmig.

Endlich schneidet die Syr sich bei Moutfort noch in den Schilfsandstein, der untersten im Untersuchungsgebiet auftretenden Ablagerung, ein. Durch Eiseninfiltration erscheint die Färbung der obersten Bänke genau so rot, wie die der Roten Gipsmergel im Hangenden. Diese Schichten verwittern zu einem sandigen Lehm. Auf 66 cm Tiefe liegt eine graue Tonschicht, die, wie LUCIUS (1948) schreibt, örtlich in den Schilfsandstein eingeschaltet ist. In dieser Schicht ist zu beobachten, daß die Struktureinheiten die Form der Gesteinspartikel behalten, aus denen sie durch Verwitterung entstanden sind. Die Eisenhäutchen, die sich sowohl um die Struktureinheiten als um die Gesteinsteilchen

befinden zeigen, daß dieses Material aus den liegenden Roten Gipsmergeln stammt. Die Gleichförmigkeit dieser Krusten um die so verschiedenen Bodenteile gibt den Eindruck, daß die Eiseninfiltration älter als die Verwitterung der Mergel ist und jetzt nicht mehr stattfindet.

Diskussion

Im Tal fehlt ein Verwitterungsboden so gut wie völlig. Eine Ausnahme bilden die Flanken der Talsperne, wo die Gc-Böden kartiert wurden. Das Material dieser Böden besteht wahrscheinlich teilweise aus Kolluvium, das sich jedoch nicht vom normalen Verwitterungsprodukt des Steinmergelkeupers unterscheidet. Auch die steilen Hänge unter dem Luxemburger Sandstein haben oft eine kolluviale Bedeckung.

Die Formel $D = f(V-B)$, in der D die Mächtigkeitszunahme der Verwitterungsschicht, V die Geschwindigkeit der vorbereitenden Verwitterung und B das Bodenerosionstempo darstellen, bezieht sich auch auf die Hangböden. Der Faktor D zeigt im Tal einen negativen Wert; aus der Abwesenheit eines C-Horizontes wird deutlich, daß die Bodenerosionsgeschwindigkeit, anders als auf den Plateaus, hier größer ist als die Verwitterungsgeschwindigkeit. Man könnte annehmen, daß der Faktor V der Hangböden sich nicht sehr von dem der Arietenschichten auf den Hochflächen unterscheidet: die mergeligen Rhät- und Keuperablagerungen, aber hauptsächlich die Pylonotenschichten zeigen ja eine genügend große Übereinstimmung, um eine nicht zu sehr verschiedene Verwitterungsgeschwindigkeit für die Gesteine vermuten zu lassen. Wenn der V-Wert der Gesteine im Tal nun nicht viel kleiner ist als derjenige von den Arietenschichten, der außerdem bereits sehr klein ist, dann folgt aus den verschiedenen Werten von D, daß die Abtragung im Tal viel intensiver gewesen ist als auf den Plateaus. Außerdem zeigen die obersten Bodenschichten im Tal nirgends eine äolische Lehmbedeckung, wie es dagegen für die Hochflächen wohl zutrifft.

Es gibt also ziemlich deutliche Anzeichen, daß die Bodenerosion im Tal bedeutend intensiver arbeitet als auf den Plateaus. Dies läßt vermuten, daß der Angriff der Plateaus von den Tälern aus beginnt. Das heißt also, daß zuerst die Schichtstufenränder angegriffen werden. Weitere Untersuchungen werden dies bestätigen. Die Struktur der Talböden ist oft gut entwickelt, aber diese Erscheinung vollzieht sich unabhängig von der Profilbildung. Die Form der Gesteinsstückchen bleibt auch nach ihrem Zerfall zu Ton durch die kohäsiven Kräfte der kolloidalen Teile erhalten.

Die Bedeckung der steilen Talwände besteht teilweise aus Laubwald. Die flacheren Teile werden beinahe immer von Acker- und Grasland eingenommen.

3. DIE BÖDEN IN ALLOCHTONEM MATERIAL

DIE BÖDEN IN ÄOLISCHEM MATERIAL

JA2 *Lehm äolischer Herkunft, zwischen 40 und 120 cm, auf Verwitterungston der Arietenschichten. Eisen- und Tonanreicherungs-horizont.*

Aufnahmestelle: j-55.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 327 m.

Neigung: 2%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: sehr langsam oder fehlend.

Permeabilität: ziemlich hoch.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 80 cm.

Steingehalt: keine Steine.

Aoo 7-4 cm Laubstreuschicht.

Ao 4-0 cm Humusschicht. Mull.

A1 0-5 cm Dunkelgräulich-brauner, humushaltiger, mehlsandiger Lehm. 10 YR 3/2. Mittelmäßig entwickelt, feinkrümlig. Sehr bröcklig.

A2 5-34 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Lehm. 10 YR 5/4. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.

A3 34-44 cm Kräftig-brauner, mehlsandiger Lehm. 7,5 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze graduell und eben.

B 44-87 cm Kräftig-brauner, mehlsandig-toniger Lehm. 7,5 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Fest. Tonüberzüge um die Struktureinheiten. Obergrenze graduell und eben.

D 87 cm Zweifarbiger, mehlsandiger Ton. Viele sehr deutliche, mittelmäßig große, diffus umgrenzte, braune und gelbrote Flecken. 10 YR 5/3 und 5/8. Mittelmäßig entwickelte, dickplattige Struktur. Bröcklig. Obergrenze graduell und eben.

Aufnahmestelle: jk-57.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 325 m.

Neigung: 3%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: sehr langsam oder fehlend.

Permeabilität: ziemlich hoch.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 70 cm.

Steingehalt: keine Steine.

Ap 0-15 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, mehlsandiger Lehm. 10 YR 4/3. Mittelmäßig entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.

- A2 15-32 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Lehm. 10 YR 5/4. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze abrupt und eben.
- B 32-53 cm Gelblich-brauner, mehlsandiger Lehm. 10 YR 5 - 4/4. Kräftig entwickelte, sehr feine abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze graduell und eben.
- D 53 cm Kräftig-brauner, mehlsandiger Ton. 7,5 YR 5/6. Kräftig entwickelte, mittelgroße, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Obergrenze graduell und wellenförmig. Nach unten zunehmend braun und gelbrot gefleckt.

Während der Kartierung wurden auf den Plateaus hier und dort Lehmschichten gefunden, die keine Verwandtschaft mit den Verwitterungsprodukten der mesozoischen Ablagerungen in diesem Gebiet zeigten. Der äolische Ursprung dieses Lehmes konnte nicht nur aus seiner Lage im Gelände, sondern ebenfalls aus der Korngrößenzusammensetzung und aus der Schwermineralienanalyse abgeleitet werden.

Die JA2-Böden sind dort zur Entwicklung gekommen, wo der äolische Lehm mit einer Mächtigkeit, die größer als 40 cm ist, auf dem Verwitterungsmaterial der Arietenschichten liegt. Dies trifft für den Süden von «Buchholz» zu, wo der Luxemburger Sandstein unter den Arietenschichten wegtaucht. Außerdem sind sie auch im N.-NW. von Contern kartiert worden. Seine Textur und Struktur machen diesen äolischen Lehm für Profilbildung sehr geeignet. Durch Eisen- und Tontransport vom A- nach dem B-Horizont entstand ein Boden, der die «Gray-Brown Podzolic soil»-Kennzeichen trägt. Die Struktur des B-Horizontes ist gut ausgeprägt. Die Einheiten sind von einer dünnen Tonschicht umgeben.

Unter dem Lehm liegt der Verwitterungston der Arietenschichten. Die Grenze von Lehm und Ton ist durch die geringen Texturunterschiede oft schwierig festzustellen, so daß aus diesen Profilen keine Schlußfolgerungen betreffend das Verwitterungsmaß der Arietenschichten seit der Ablagerung des Lehmes gezogen werden können. Das Eisen in diesem Ton ist oft noch nicht völlig oxydiert, so daß diese Schicht wieder den typisch gefleckten Habitus erhält.

JB2 *Lehm äolischer Herkunft, zwischen 40 und 120 cm auf Verwitterungston des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungs-horizont.*

Aufnahmestelle: 1-55.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 335 m.

Neigung: 2%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: ziemlich hoch.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: 79 cm.

Steingehalt: Steine von 79 bis 90 cm.

Aoo 8-5 cm Laubstreuenschicht.

Ao 5-0 cm Humusschicht. Mull.

- | | | |
|----|----------|---|
| A1 | 0-5 cm | Dunkelgrauer, humushaltiger, mehlsandiger Lehm. 10 YR 4/1. Mittelmäßig entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig. |
| A2 | 5-27 cm | Gelblich-brauner, mehlsandiger Lehm. 10 YR 5/4. Mittelmäßig entwickelte, sehr dünnplattige Struktur. Sehr bröcklig. Obergrenze abrupt und eben. |
| A3 | 27-42 cm | Gelblich-brauner bis kräftig-brauner, mehlsandiger Lehm. 10 YR 5/4 - 7,5 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Obergrenze graduell und eben. |
| B | 42-79 cm | Kräftig-brauner, mehlsandig-toniger Lehm. 7,5 YR 4/4. Kräftig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Tonüberzüge um die Struktureinheiten. Obergrenze graduell und eben. |
| D | 79-90 cm | Gelbroter, sandiger Lehm. 5 YR 4/6. Einzelkornstruktur. Weich. Viele, bis 3 cm große Eisenkonkretionen. Obergrenze abrupt und wellenförmig. |
| | 90 cm | Sandstein. |

Aufnahmestelle: hi-10.

Bodengebrauch:Ackerland.

Höhe: 340 m.

Neigung: 2%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: ziemlich hoch.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig.

Bewurzelung: bis 100 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- | | | |
|----|----------|---|
| Ap | 0-14 cm | Dunkelbrauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 4/3. Mittelmäßig entwickelte, sehr dünnplattige Struktur. Hart. |
| A2 | 14-38 cm | Gelblich-brauner Lehm. 10 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Hart. Obergrenze abrupt und eben. |
| B | 38-55 cm | Kräftig-brauner, mehlsandig-toniger Lehm. 7,5 YR 5/6. Gut entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Hart. Tonüberzüge um die Struktureinheiten. Obergrenze diffus und wellenförmig. |
| D | 55 cm | Gelbroter, lehmiger Sand. 5 YR 4/6. Einzelkornstruktur. Fest. Obergrenze abrupt und wellenförmig. |

Die Lehmlagerungen sind am deutlichsten auf jenen Teilen des Plateaus zu erkennen, die aus Luxemburger Sandstein bestehen. Die Flächen, welche die Lehmschichten einnehmen, betragen 1 bis 10 ha; ihre Tiefe reicht bis ungefähr 80 cm. Bei einer Mächtigkeit von weniger als 40 cm hat eine starke Mischung mit dem darunter liegenden Sand stattgefunden (jB2-Böden). Die Profilbildung ist in der dünnen Lehmschicht bereits so vorgeschritten, daß nirgends ein C-Horizont gefunden wird. Die oft plattige Struktur des A-Horizontes, die Eisen- und Tonerhöhung des B-Horizontes, und die Tonüberzüge um die Struktureinheiten in diesem Horizont sind charakteristisch für einen «Gray-Brown Podzolic soil».

Die gelbrote Farbe des darunter liegenden Sandes weist auf eine im heutigen Klima nicht mehr stattfindende Bodenbildung hin. Diese Farbe, ebenso wie die Eisenkonkretionen, sind vermutlich in einem wärmeren, wahrscheinlich spät-tertiären Klima, entstanden. Die wellige rote Sandoberfläche ist ein Beweis dafür, daß diese fossilen Böden teilweise abgetragen sind. Es liegt nahe anzunehmen, daß diese Abtragung wenigstens zum Teil durch Solifluktion verursacht worden ist, denn denselben gelbroten Sand trifft man noch als eine Solifluktionsschicht unter dem heutigen Kolluvium in den untiefen Plateaudellen an. (Abb. 13).

Die Konkretionen, die an einigen Stellen unter dem äolischen Lehm vorkommen und Verwandtschaft mit dem tertiären Raseneisenerz zeigen, bilden eine Steinsohle, eine auch in anderen Gegenden unter Lößablagerungen beobachtete Erscheinung (KLUTE 1951, WOLDSTEDT 1954). Es deutet auf Deflation durch kräftige Winde in einem ariden Klima hin, die also der Lehmablagerung vorausgegangen ist.

Dieser gelbrote Sand kann manchmal eine Mächtigkeit erreichen, die größer als 100 cm ist. An anderen Stellen, wie bei I-55, liegt nur 10 cm Sand zwischen äolischem Lehm und Sandstein. Das weist darauf hin, daß nach der Ablagerung des Lehmes im Riß-glazial oder vielleicht noch früher (Siehe Kapitel V), die Verwitterung unter diesem Lehm fast keinen Sand aus dem Sandstein freimachen konnte. Beim Studium der Bodenmorphologie kommt klar heraus, daß das niedrige Verwitterungstempo des Luxemburger Sandsteines für das ganze Plateau Gültigkeit hat. Bedenkt man, daß die Verwitterung des Luxemburger Sandsteines im Vergleich zu der der anderen Gesteine in diesem Gebiet relativ schnell vor sich geht, weil der Sandstein leicht für Wasser und Sauerstoff zugänglich ist und nur das Calciumcarbonat aufgelöst zu werden braucht, dann muß man annehmen, daß die Verwitterung der mergeligen Gesteine seit der Ablagerung des Lehmes nahezu stillgestanden hat. In diesem Zusammenhang dürfte auf die vermutlich tertiären Eisen- und Mangankonkretionen hingewiesen werden, die bis auf die noch nicht ganz verwitterten Arietenschichten vorkommen.

DIE BÖDEN IN KOLLUVIALEM MATERIAL

Die Einteilung der kolluvialen Böden beruht auf Unterschieden in der Textur und der Einwirkung des Grundwassers. Da das Kolluvium durch die höher auf dem Hang gelegenen Schichten geliefert wird, spiegelt sich die Textur ihrer Verwitterungsprodukte im Kolluvium wider. Die feuchten Typen dieser Böden liegen in der Talbodennähe im Bereich des hier hohen Grundwasserspiegels. Der Maßstab der Karte ließ eine Einteilung nach der Mächtigkeit des Kolluviums nicht zu. Für die Dellenauffüllung gilt, daß sie nach oben und nach den Seiten zu ausläuft. Außerhalb den Dellen findet man noch Kolluvium auf den steilen Talhängen, wo die Mächtigkeit dieser Schicht meistens kleiner als 40 cm ist. Sie wurden bereits bei der Beschreibung des Verwitterungsmaterials der darunterliegenden Gesteine behandelt.

K *Kolluvialer Sand.*

Aufnahmestelle: jk-51.

Vegetation: Buchenwald.

Höhe: 334 m.

Neigung: 2%.

Dränage. Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: hoch.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig.

Bewurzelung: bis 90 cm.

Steingehalt: keine Steine.

Aoo 7-3 cm Laubstreuschicht.

Ao 3-0 cm Humusschicht. Mull.

(A) 0-62 cm Gelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker.

(Bl) 62-80 cm Kräftig-brauner bis gelblich-brauner Sand. 7,5 - 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze graduell und eben.

(B) 80-120 cm Kräftig-brauner, sandig-toniger Lehm. 7,5 YR 5/6. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Weich. Fleckig. Obergrenze graduell und eben.

Es ist deutlich, daß sandiges Kolluvium nur auf jenen Teilen des Plateaus, die durch den Sandboden des Luxemburger Sandsteines eingenommen werden, gebildet werden kann. Auf allen anderen Stellen sorgen mergelige Schichten dafür, daß eine tonige Beimischung entsteht. Sandiges Kolluvium füllt viele der untiefen und tiefen Plateaudellen auf «Buchholz» und «Haed» auf, ebenso wie die oberen Teile einiger Hangdellen. Profillöcher zeigen nicht immer dasselbe Bild, weil örtlich tonhaltigere Schichten unter dem Sand liegen können.

Manchmal zeigen die Profile eine A-B-Horizontierung. Der B-Horizont ist mit Eisen angereichert und dadurch rötlicher als der A-Horizont. Dies deutet wohl darauf hin, daß das Kolluvium nicht mehr dem Einfluß eines weiteren Transportes unterliegt, wenn es einmal auf dem Boden der Plateaudellen angekommen ist. Auch würde die Mächtigkeit des A-Horizontes bei Erosion beträchtlich geringer sein.

Weshalb ein ähnlicher Boden im Tal bei «Millbech» entstanden ist, bleibt unklar. Das Material stammt aus dem «Schlaederbaachtal». Es liegt im Bereich der Möglichkeit, daß es teilweise als Alluvium abgelagert wurde und jetzt seiner höheren Lage wegen eine Terrasse darstellt.

L *Kolluvialer Lehm.*

In diesem Typ des Kolluviums ist der Sand mit Mehlsand und Ton gemischt. Der Sand stammt in beinahe allen Fällen aus dem Luxemburger Sandstein. Der Rhät-sandstein liefert nur wenig kolluviales Material, während das Auftreten von lehmigem Kolluvium des Schilfsandsteines auf einen Streifen südlich von Moutfort beschränkt bleibt. Der Mehlsand und der Ton können verschiedener Herkunft sein.

Auf dem «Haed»-Plateau füllt dieses Material einige der untiefen Dellen auf. Die Beimischung von äolischem Lehm und tonhaltigen Verwitterungsprodukten der mergeligen Zwischenschichten im Luxemburger Sandstein ließ den Sandgehalt abnehmen. Das hier folgende Profil ist einer dieser Dellen entnommen.

Aufnahmestelle: f-12.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 322 m.

Neigung: 9%.

Dränage: Kein oberflächliches Abfließen.

Permeabilität: ziemlich hoch.

Feuchtigkeitsgrad: niedrig.

Bewurzelung: bis 34 cm.

Steingehalt: wenige Steine ab 35 cm.

- 0-20 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Weich.
- 20-36 cm Hellgelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 6/4. Einzelkornstruktur. Weich. Obergrenze abrupt und wellenförmig.
- 36-72 cm Gelbroter, sandiger Lehm. 5 YR 5/8. Schwach entwickelte, mitteldicke, plattige Struktur. Ziemlich hart. Einige, bis 8 cm große, abgerundete Stücke Sandstein, entweder kalkhaltig oder mit einer Eisenrinde umgeben. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 72-83 cm Kräftig-brauner Sand. 7,5 YR 5/8. Einzelkornstruktur. Locker. Wenige abgerundete Stücke Sandstein. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 83 cm Sandstein.

Das gelbrote Material, das in vielen untiefen Dellen unter dem gelblich-braunen Kolluvium vorkommt, macht den Eindruck, solifluid gewesen zu sein. Mit seinen beigemischten Eisenkonkretionen und Stückchen Sandstein stammt es aus den gelbroten Böden, die früher die Plateaus bedeckten, und von denen noch Spuren unter dem äolischen Lehm angetroffen werden. Die komplizierte Sedimentationsfolge läßt in den meisten Fällen Schlußfolgerungen über eine eventuelle Bodenbildung nicht zu.

Diesen Typ findet man auch in den Plateaudellen an der Grenze von Luxemburger Sandstein und Arietenschichten im Süden von «Buchholz» und in der Umgebung von Contern. Der beigemischte Mehlsand und Ton rühren hier von dem äolischen Lehm und den Arietenmergeln her. Die Auffüllung der bis in den Luxemburger Sandstein reichenden Hangdellen wird von oben nach unten stets sandärmer. Mit dem Sand des Luxemburger Sandsteins vermischt sich feineres Material der Mergel, die an der Talwand zu Tage treten.

Den Talboden entlang erstreckt sich am Fuße der Steinmergelkeuperhänge ebenfalls ein Streifen Kolluvium von lehmiger Zusammensetzung. Durch die röttere Farbe, die es dem Steinmergelkeuper verdankt, hebt es sich deutlich gegen die gräulich-braune Farbe des Alluviums ab. Der Sand dieser L-Böden stammt von dem Luxemburger Sandstein, obwohl es aus der Lage nicht direkt abzuleiten ist. Noch bevor sie im Talboden enden, werden die Dellen auf einmal viel breiter.

L4 *Kolluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.*

Aufnahmestelle: bc-42.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 270 m.

Neigung: 2%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: hoch.

Bewurzelung: bis 30 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-7 cm Dunkelgräulich-brauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 3/2. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 7-45 cm Dunkelgelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 45-120 cm Gräulich-brauner Lehm. 10 YR 5/2. Viele deutliche, mäßig große, scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Mangan-Anhäufungen. Mittelmäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze graduell und eben.

L5 *Kolluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.*

Aufnahmestelle: kl-29.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 265 m.

Neigung: 5%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: hoch.

Bewurzelung: bis 45 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-7 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, sandiger Lehm. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 7-120 cm Dunkelgelblich-brauner, sandig-toniger Lehm. 10 YR 4/4. Viele deutliche, kleine, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Kräftig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig und klebrig. Bis 2 cm große Eisen- und Mangankonkretionen.

Die Hangdellen dienen als Sammelrinnen des die Talwand abfließenden Regenwassers, das in die kolluviale Dellenauffüllung sickert und unterirdisch nach dem Talboden zu abströmt. Dieses spiegelt sich in dem Charakter der Auffüllung wieder. In der Talbodenrichtung treten zuerst im Profil Rosterscheinungen auf, als Zeichen der Verschlechterung des Wasserhaushalts. Die Rostflecken heben sich deutlich gegen die meistens gelblich-braune Bodenmasse ab. Bei zunehmender Grundwasserspiegelhöhe treten die Flecken stets höher im Profil auf. Dort, wo es auf einer Tiefe von weniger als 40 cm bereits der Fall ist, wurde es als Typ L5 kartiert.

Neben Rostflecken können auch graue Flecken auftreten, in denen das Eisen in reduzierter Form anwesend ist, so daß dann von Gley gesprochen werden darf. Der Grundwasserspiegel liegt hier während einiger Monate des Jahres sehr dicht an der Oberfläche.

M *Kolluvialer Ton.*

Aufnahmestelle: b-16.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 321 m.

Neigung: 4%.

Dränage. Oberflächliches Abfließen: ziemlich schnell.

Permeabilität: niedrig.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 40 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-15 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, mehlsandiger Ton. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 15-52 cm Dunkelgelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 52 cm Verwitterungston der Arietenschichten. Obergrenze abrupt und eben.

Kolluviales Material, das von den Böden auf den Arietenschichten stammt, besitzt einen hohen Tongehalt. Dieses Material füllt die Dellen in diesem Gestein auf, so wie es im Süden und Westen von Contern und im Süden von «Kalleksuewen» der Fall ist.

In den Hangdellen, die nicht bis in den Luxemburger Sandstein reichen und von ihm keinen Sand beziehen, ist das Kolluvium ebenfalls sehr tonig. Dieses trifft hauptsächlich für die kurzen Dellen zu, die im Steinmergelkeuper enden. An der Länge der Hangdellen kann, wie es in der Karte gezeigt wird, meistens die Textur ihrer Auffüllung abgeleitet werden. Dieser kolluviale Ton unterscheidet sich kaum vom Verwitterungston des Steinmergelkeupers.

M4 *Kolluvialer Ton. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.*

Aufnahmestelle: a-25.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 304 m.

Neigung: 2%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: bis 35 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-10 cm Dunkelbrauner, humushaltiger Ton. 10 YR 3/2. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Bröcklig.
- 10-62 cm Dunkelgelblich-brauner Ton. 10 YR 4/4. Mittelmäßig entwickelte, mittelmäßig große, abgerundete Polyederstruktur. Hart. Obergrenze deutlich und eben.

62-120 cm Dunkelgelblich-brauner, sandig-toniger Lehm. 10 YR 4/4. Viele deutliche, kleine, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Mittelmäßig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig und klebrig. Obergrenze diffus und eben.

M5 *Kolluvialer Ton. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.*

Aufnahmestelle: a-27.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 327 m.

Neigung: ½%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: hoch.

Bewurzelung: bis 35 cm.

Steingehalt: keine Steine.

0-6 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, mehlsandiger Ton. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.

6-62 cm Dunkelgelblich-brauner, mehlsandiger Ton. 10 YR 4/4. Viele deutliche, kleine, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Kräftig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Viele kleine Eisen- und Mangankonkretionen. Obergrenze deutlich und eben.

62-120 cm Zweifarbig-toniger Lehm. Viele deutliche, mäßig große, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune und gräulich-braune Flecken. 7,5 YR 5/6 und 10 YR 5/2. Kräftig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Klebrig. Viele Eisen- und Mangankonkretionen. Obergrenze diffus und eben.

Wo der Grundwasserspiegel bei seinen periodischen Schwankungen bis dicht an die Oberfläche kommt, bildet sich der Bodentyp M5. Auf dem Plateau ist es in der großen Delle in den Arietenschichten im Südwesten von Contern und in einer Doline im Nordosten dieser Ortschaft der Fall. Bis nahe an die Oberfläche treten Rostflecken auf, während tiefer im Profil Reduktionserscheinungen vorkommen.

In den kurzen, mit Ton gefüllten Hangdellen, findet man diesen Typ in der Nähe des Talbodens. Auch hier ist die für den Steinmergelkeuper charakteristische rötlich-braune Farbe stellenweise durch Eisenreduktion grau verfärbt.

Die Profile, in denen die Grundwasserspiegelschwankungen tiefer als 40 cm stattfinden, wurden als M4 kartiert, z. B. in den mit tonigem Material gefüllten Dellen in den Arietenschichten und dem Steinmergelkeuper.

DIE BÖDEN IN ALLUVIALEM MATERIAL

Die alluvialen Böden erscheinen nur im Tal der Syr, wo sie den eigentlichen Talboden bilden. Diese Böden sind meistens als Wiesen in Gebrauch, obwohl örtlich auch Ackerbau betrieben wird. Die Textur der aufeinanderfolgenden Schichten eines

alluvialen Profils kann sehr unterschiedlich sein. Die Sedimentationsgeschichte ist jedoch so kompliziert, daß in dieser Untersuchung nicht versucht wurde, sie zu ergründen.

Im Alluvium wurden ebenfalls drei Texturgruppen, in denen die Textur der obersten 40 cm als Kriterium genommen wurde, unterschieden.

N4 *Alluvialer Sand. Gley- und Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.*

Aufnahmestelle: 1-25.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 257 m.

Neigung: 1/4%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: mäßig.

Bewurzelung: 35 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-9 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. Einzelkornstruktur. Locker.
- 9-66 cm Gelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/8. Einzelkornstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 66-120 cm Gräulich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/2. Viele deutliche, mäßig große, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. Schwarze Manganflecken. Obergrenze diffus und eben.

N5 *Alluvialer Sand. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.*

Aufnahmestelle: bc-46.

Bodengebrauch: Ackerland.

Höhe: 266 m.

Neigung: 1/2%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: hoch.

Bewurzelung: bis 25 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-8 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 8-120 cm Gelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/4. Viele deutliche, kleine, scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Schwarze Manganflecken. Einzelkornstruktur. Obergrenze deutlich und eben.

Das Material der N4- und N5-Böden besteht zu einem großen Teil aus dem von dem Luxemburger Sandstein stammenden Sand. Diese Böden trifft man vor allem auf den Plätzen an, wo ein Bach den Luxemburger Sandstein verläßt, wie bei Syren und bei «Millbech». Abhängig von dem Bereich der Grundwasserspiegelschwankungen erscheinen Rost- und Gleyflecken.

O4 *Alluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.*

Aufnahmestelle: m-24.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 256 m.

Neigung: 1/4%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: hoch.

Bewurzelung: bis 30 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-6 cm Brauner, humushaltiger Lehm. 10 YR 5/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 6-53 cm Gelblich-brauner Lehm. 10 YR 5/6. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 53-70 cm Gelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze graduell und eben.
- 70-96 cm Gelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/4. Viele deutliche, mäßig große, scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Schwarze Manganflecken. Obergrenze diffus und eben.
- 96-120 cm Gräulich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/2. Einzelkornstruktur. Obergrenze graduell und eben.

O5 *Alluvialer Lehm. Gley- und Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.*

Aufnahmestelle: b-45.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 266 m.

Neigung: 1/4%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: bis 25 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-7 cm Dunkelgräulich-brauner, humushaltiger Lehm. 10 YR 3/2. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 7-28 cm Dunkelbrauner Lehm. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 28-120 cm Gelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 5/4. Viele, deutliche, kleine, scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Schwarze Manganflecken. Knetbar. Klebrig. Obergrenze graduell und eben.

Führen die Dellen neben Sand auch noch feinere Teilchen dem Talboden zu, so besteht das Alluvium aus lehmigem Material. Die Böden darin sind wieder sehr naß, ausgenommen ein Streifen, der an die Syr grenzt. Dieses Flüßlein entwässert die es umgebenden Böden auf einige 10 Meter. Durch den hohen Grundwasserspiegel sind diese Profile bunt gefärbt.

P5 *Alluvialer Ton. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.*

Aufnahmestelle: j-28.

Bodengebrauch: Wiese.

Höhe: 259 m.

Neigung: 1/4%.

Dränage: mangelhaft.

Feuchtigkeitsgrad: hoch.

Bewurzelung: bis 20 cm.

Steingehalt: keine Steine.

- 0-7 cm Dunkelgräulich-brauner, humushaltiger Ton. 10 YR 4/2. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig.
- 7-22 cm Dunkelbrauner Ton. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig. Obergrenze deutlich und eben.
- 22-120 cm Zweifarbiges Ton. Viele deutliche, große, scharf umgrenzte, kräftig-braune und olivengraue Flecken. 7,5 YR 5/6 und 5 Y 5/2. Knetbar. Klebrig. Obergrenze graduell und eben.

Zwischen Medingen und «Millbech» besteht der Talboden aus Ton. Der Einfluß des Sandes, der hauptsächlich aus der Syrenschen Delle kommt, nimmt somit stromabwärts ab, bis daß bei «Millbech» ein neuer Zustrom von sandigem Material aus dem «Schlaederbaach» erfolgt, durch die das Alluvium stromabwärts wieder zum L-Typ wird. Im tonigen Alluvium besitzt der Grundwasserspiegel im allgemeinen einen sehr hohen Stand. Auf dieses Material hat die Nähe der Syr nur einen geringen drainierenden Einfluß.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die Plateauböden.

Die Arietenschichten verwittern zu einem tonigen Material, in dem sich keine A- und B-Horizonte entwickeln konnten, obwohl die Beimischung von äolischem Material dem obersten Teil manchmal das Aussehen eines A-Horizontes gibt. An anderen Stellen sind diese Böden mit kolluvialem Material bedeckt.

In den Sandböden auf dem Luxemburger Sandstein ist wohl eine A-B-Horizontierung zu finden. Sehr bemerkenswert ist, daß die hier im allgemeinen so schnell stattfand, daß kein C-Horizont mehr vorhanden ist. Diese A-B-Horizontierung reicht genau bis zur Grenze der Arietenschichten. Nach dem Charakter der Anreicherung im B-Horizont kann man «Brown Forest soils», «Gray-Brown Podzolic soils» und podsol-ähnliche Böden unterscheiden. Obwohl die letzten unter Nadelwald entwickelt sind, ist es wahrscheinlich, daß der Vegetationseinfluß nur sekundär ist. Die Tonanreicherung im B-Horizont der «Gray-Brown Podzolic soils» ist von der Anwesenheit kolloidaler Teilchen im A-Horizont, die entweder bereits im Gestein vorhanden waren oder der Beimischung mit äolischem Material zu verdanken sind, abhängig. Dort, wo der Ton im A-Horizont fehlt, ist der B-Horizont ausschließlich mit Eisen angereichert.

Die Sandböden sind am dünnsten, wo die Bodenerosion am stärksten wirkte, wie es dem Cuestarand entlang und in der Nähe der eingeschnittenen Dellen der Fall ist. Die Schichtstufe wird nicht nur am Rande, sondern auch bei den Dellen von der Erosion angegriffen. Weitere Untersuchungen werden jedoch zeigen, daß die Bodenzerstörung auf den Plateaus beim Zurückweichen des Cuestarandes nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Die Hangböden.

Die Hangböden werden durch einen sehr unreifen Charakter gekennzeichnet, während die steileren Teile der Talwände unter den Plateauhängen meistens mit einer Kolluvialschicht bedeckt sind. Die Bodenerosion war im Tal intensiver als auf den Plateaus, was sich sowohl in der Abwesenheit an vielen Stellen eines C-Horizontes, als auch in dem Fehlen äolischen Materials äußert. Bereits aus der Verteilung der Böden kann also abgeleitet werden, daß die Zerstörung der undurchlässigen Schichten unter dem eine Steilstufe bildenden Luxemburger Sandstein, die wichtigste Ursache des Zurückweichens des Cuestarandes ist.

Die Böden in äolischem Material.

An einigen Stellen der Hochflächen bedeckt äolischer Lehm die ursprünglichen Böden als eine derartig mächtige Schicht, daß sich darin ein «Gray-Brown Podzolic soil» entwickeln konnte. Dort, wo der Lehm auf dem Luxemburger Sandstein liegt, wird er von ihm durch einen fossilen Boden, der sich durch eine gelbrote Farbe und durch örtliche Anhäufungen von Eisenkonkretionen kennzeichnet, und der Spuren von Trunkierung durch Solifluktion und Deflation zeigt, getrennt. Aus der hie und da sehr geringen Mächtigkeit dieses gelbroten Sandes, der außerdem oft direkt auf dem Sandstein liegt, kann abgeleitet werden, daß seit der Zeit der Lehmlagerung höchstens einige Zentimeter Sandstein in Sand umgeformt sein können. Es gibt keine Veranlassung, für die mergeligen Ablagerungen in diesem Gebiet eine schnellere Verwitterung anzunehmen, umsomehr, weil in den Böden auf den Arietenschichten bis fast auf das unverwitterte Gestein Eisen- und Mangankonkretionen, die wahrscheinlich tertiären Alters sind, gefunden werden.

Die Böden in kolluvialem Material.

Die Textur des Kolluviums, das sowohl die Dellen auffüllt, als auch einige steile Hänge bedeckt, wird durch die Textur der Böden, die ihre Lieferanten sind, bestimmt. Auf den Plateaus enthalten die Dellen in den Arietenschichten toniges Material und die im Luxemburger Sandstein Sand oder mehlsandreichen Sand. Das Kolluvium in den Hangdellen ist tonreich, es sei denn, daß die Delle sich bis in den Luxemburger Sandstein ausstreckt. Die Bodenbildung im sandigen Material in den Plateaudellen deutet darauf hin, daß in ihnen kein Transport mehr stattfindet. Unter dem rezenten Kolluvium trifft man in diesen Dellen manchmal gelbrotes Material an, das dem der gelbroten Böden unter äolischem Lehm verwandt zu sein scheint und außerdem Solifluktionserscheinungen zeigt. Durch den hohen Grundwasserspiegel zeigen die Profile in der Nähe des Talbodens Gleyerscheinungen.

Die Böden in alluvialem Material.

Die Textur der alluvialen Böden ist bei Syren, wo der Einfluß des Luxemburger Sandsteins groß ist, sehr sandig. Stromaufwärts nimmt dieser Einfluß jedoch ab, wodurch die Böden stets tonreicher werden, bis bei «Millbech» durch den Schlaederbaach neue Sandzufuhr erfolgt. Die Profile in den alluvialen Böden sind im allgemeinen sehr feucht.

IV. KAPITEL

DIE KORNGRÖSSENBESTIMMUNGEN

1. EINLEITUNG

Für die Bezeichnung der Bodenarten wurden die Resultate der Korngrößenanalysen benutzt*). Bei dieser Untersuchung wurde die Einteilung des U. S. Department of Agriculture (Soil Survey Manual 1951) angewendet, bei der drei Korngrößenbereiche für die Unterteilung herangezogen werden: Die Teile kleiner als 2 Mikron (Ton), die Teile von 2 bis 50 Mikron (Mehlsand) und die Teile von 50 bis 2.000 Mikron Äquivalentdurchmesser (Sand). Die Bezeichnung der Fraktionen findet man in Tabelle 1, die der Bodenarten in Tabelle 2.

Äquivalentdurchmesser in mm	Bezeichnung der Fraktion
kleiner als 0,002	Ton
0,002—0,05	Mehlsand
0,05 —0,2	Feinsand
0,2 —0,5	Mittelkörniger Sand
0,5 —1	Grobsand
1 —2	Sehr grober Sand

Tabelle 1. Die Bezeichnung der Kornfraktionen. — Size limits of soil separates.

Solche Texturklassen können in einem Diagramm dargestellt werden, wofür in diesem Fall das Dreiecksdiagramm wohl am besten geeignet ist. Hier wurde die rechteckige Variante, das «arithmetic, rectangular diagram» von DOEGLAS (1955) benutzt. In diesem Diagramm werden 2 Mikron als Bezugsgröße herangezogen. Von unten nach oben werden die Prozentsätze gegeben, welche kleiner als die Bezugsgröße sind. Die Korngrößenzusammensetzung wird eingezeichnet in einer Höhe, die mit dem Prozentsatz, welcher kleiner als 2 Mikron ist, übereinstimmt (Abb. 2). Von links nach rechts werden die Prozente «kleiner als» jeder beliebigen Korngröße gegeben. Das Zeichen der Bezugsgröße kommt auf der Diagonale zum Ausdruck, während die 50 Mikron-Marke die Bodenart aufweist. Der Vorteil dieses Diagramms liegt darin, daß nicht nur die Texturklassen bestimmt werden können, sondern daß auch das gegenseitige Verhalten anderer Fraktionen leicht darzustellen ist.

*) Für die verwendeten Methoden vergleiche man Beilage I.

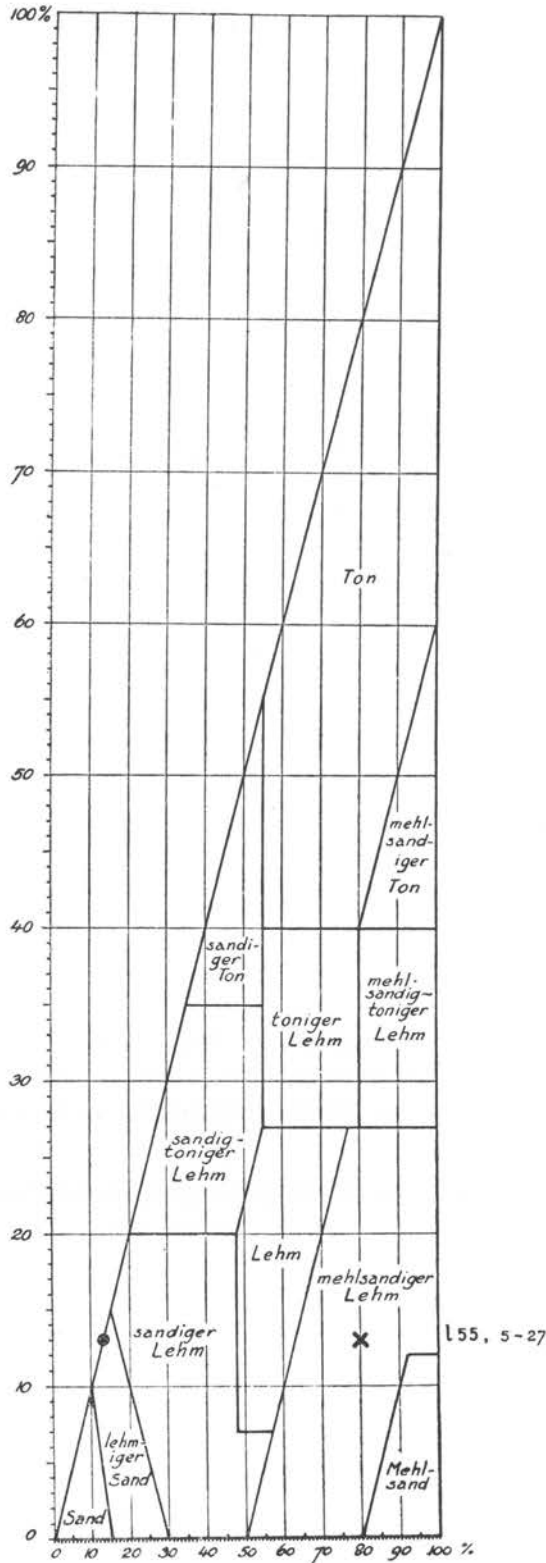


Abb. 2 — Diagramm für die Einteilung der Bodenarten- Bezugsgröße 2 Mikron. (nach DOEGLAS 1955). 1-55; 5-27 ist ein mehl-sandiger Lehm mit 15% Bestandteile kleiner als 2 Mikron (Punkt) und 80% kleiner als 50 Mikron (Kreuz). — Diagram showing the areas of the various textural class names. Reference size 2 micron, (after DOEGLAS 1955). 1-55; 5-27 is a silty loam with 15% smaller than 2 microns (point) and 80% smaller than 50 microns (cross).

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			M+2T <30
	>52		<20	M+2T >30
Lehm	43-52	<50	< 7	
	<52	28-50	7-27	
Mehlsandiger Lehm		>50	12-27	
		50-80	<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 2. Die Einteilung der Bodenarten (Soil Survey Manual 1951). — The textural class names and their definitions.

Bequemlichkeitshalber sind in der Legende nur drei Texturklassen angewendet worden. Sand und lehmiger Sand werden als Sandböden bezeichnet; die Lehmböden umfassen: sandiger Lehm, sandig-toniger Lehm, Lehm, toniger Lehm, mehlsandig-toniger Lehm und mehlsandiger Lehm; die Tonböden können eine tonige, eine sandig-tonige und eine mehlsandig-tonige Textur haben.

2. DIE BÖDEN IN AUTOCHTONEM MATERIAL

DIE PLATEAUBÖDEN

Die Arietenschichten (Tabelle 3)

Der am meisten dem Muttergestein entsprechende Horizont, aus der für die Bestimmung der Korngröße eine Probe entnommen werden konnte, war die graue Schicht, die man in vielen Profillöchern unter dem eigentlichen C-Horizont findet, z. B. bei b-13, 110-120 cm. (Abb. 3).

Wie in Kapitel III erwähnt wurde, stellt dieser graue Ton die erste Verwitterungsstufe der Arietenschichten dar. Ein Versuch, eine mechanische Analyse der Mergel

Probe	Tiefe in cm	Bodentyp	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile															P H				
																		humus		Ca	Co ₃	
			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
b-13	110-120	Ac	0,3	0,3	0,4	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	2	10	10,5	11	9	9	48	7,6	6,9		
c-19	100-110		0,2	0,2	0,2	0,4	0,8	2	1,5	0,8	0,6	1,5	5,5	15,5	10,5	6	6	48	7,6	6,9	1,2	0,3
	20-30	Ac	2	1,5	1,5	0,9	0,6	0,6	0,6	0,4	0,5	1	8	9,5	10,5	6,5	0,5	55,5	7,9	6,8		21,2
	40-50		0,9	0,9	0,6	0,3	0,1	0,2	0,2	0,3	0,3	0,9	8	12	10,5	10,5	10,5	44	7,9	7,5		25
ab-16	50-<86	Ad	1,5	0,3	0,2	0,4	0,6	1	0,8	0,6	0,6	2	12,5	12	11	10,5	7,5	38,5	7,6	7,2	1	0,2
	20-49		0,6	0,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,6	0,2	0,2	0,8	14	6	11,5	7	8	49,5	8	6,3		0,3
a-16	49-80	Ad	2	0,7	0,5	0,4	0,4	0,8	0,7	0,8	0,9	1,5	7,5	9	10,5	8	5	52	6,8	6,2	1,5	0,2
	19-32		0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	1	1,5	1,5		13	3,5	9,5	7,5	58,5	7,9	6,8		12,3
c-20	32-55	Ae	0,5	0,6	0,1	0,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,6	11	9	10,5	8,5	8	49	6,9	6,5	1,8	
bc-18	16-20	jAc	1	0,4	0,4	0,6	1,5	3	2,5	1,5	1	3	21,5	13,5	14	8,5	5	29	6,5	6,3	2,5	0,1
	0-20		0,5	0,4	0,3	0,4	0,7	1	1	0,8	0,7	2	29		14	6,5	8,5	32,5	6,7	6,4	1,5	
	20-38	jAc	0,7	0,8	0,5	0,4	0,5	1	1	0,5	0,4	1,5	12,5	13,5	10	7,5	5,5	43,5	7,2	6		0,3
	38-52		2	0,9	0,6	0,6	0,6	0,8	0,6	0,4	0,7	2,5	6,5	8,5	7,5	3	4,5	59	7,4	6,6		14,3
de-26	52-74	lAc	0,7	0,2	0,4	3	10,5	17	10	4	1,5	1,5	6	10,5	6,5	4	3	21	7,7	7,1		1,6
	15-38		0,2	0,1	0,1	0,4	0,4	0,3	0,2	0,3	0,4	1	9,5	10	10,5	10,5	9	48	7,6	7		
ab-29	38-70	lAc	0,5	0,5	0,4	4	12,5	17	8,5	3	2,5	1	7	9	6	2,5	2	24	7,5	7,2	1,5	0,9
fg-18/19	12-23	AB	0,4	0,3	0,3	0,6	2	3,5	3	1,5	0,9	1	8,5	18,5	12	5	5	37,5	6,9	6,2	1,3	
	20-37		0,2	0,2	0,1	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,8	10	11,5	11	9	10,5	45	7,3	7		0,5
	37-68	1	0,2	0,2	0,1	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,8	10	11,5	11	9	10,5	45	7,3	7		0,5
	68-90		1	0,5	3	16	23	18,5	3,5	0,9	0,4	0,3		5,5	1	0,5	0,6	26,5	7,3	6,9		

Tabelle 3. Die Korngrößenzusammensetzung der Böden im Verwitterungsmaterial der Arietenschichten.
— Mechanical composition of the soils developed from the Arietlayers.

der Arietenschichten selbst zu machen, scheiterte wegen der starken Kohäsion der Teilchen, die noch durch den Tongehalt negativ beeinflusst wurde. Die Ausführung einer Analyse des grauen Verwitterungstones bot aber keine Schwierigkeiten. Das Histogramm wird gekennzeichnet durch ein Maximum der Fraktion kleiner als 2 Mikron. 48% der Mineralteilchen fällt in diese Tonfraktion. Die 5 Fraktionen 2-4, 4-8, 8-16, 16-32 und 32-50 Mikron sind mit ungefähr gleichen Prozentsätzen vertreten, jede ungefähr mit 10%. Nur 2,6% ist größer als 50 Mikron.

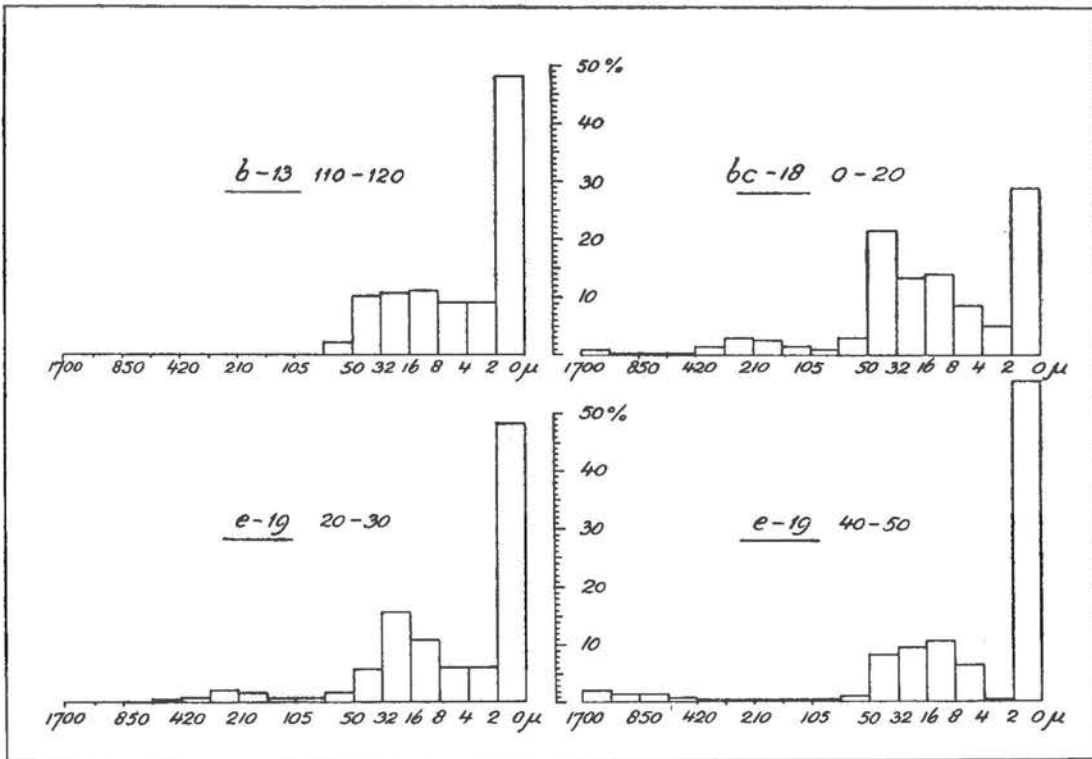


Abb. 3. Die Böden auf den Arietenschichten. — The soils developed from the Arietenlayers.

In der gelblich braunen Schicht, welche die graue Schicht bedeckt, ist der anwesende Pyrit oxydiert. Bei diesem Prozeß haben sich viele Eisenkonkretionen gebildet, die für den höheren Prozentsatz in den Fraktionen «größer als» 50 Mikron verantwortlich sind (b-13, 100-110 cm).

Ac.

Die auf den Arietenschichten gebildeten Böden haben das allgemeine Bild der Korngrößenverteilung nur wenig geändert. Der Horizont von 50 cm bis zu mehr als 86 cm Tiefe, bei e-19, ist im Großen und Ganzen dem gelblich-braunen Verwitterungshorizont bei b-13 ähnlich. Auch hier wird das Material «größer als 50 Mikron», fast ausschließlich von Eisenkonkretionen gebildet. Der Horizont von 20 bis 30 cm unterscheidet sich von dem vorigen darin, daß in der Analyse eine kleinere Spitze in der Fraktion

150 bis 300 Mikron zum Ausdruck kommt (Abb. 3; e-19; 20-30). Dieser Sand wurde von den benachbarten Sandböden angeweht und hat sich mit dem obersten Teile des Tonbodens gemischt. Der Horizont von 40 bis 50 cm Tiefe besitzt einen Tongehalt, der von dem des Verwitterungsmaterials der Mergel der Arietenschichten abweicht. Die Ursache liegt darin, daß diese Tonschicht kein Verwitterungsprodukt der Mergel ist. Er stammt von den zwischenlagernden Kalkschichten, deren Reste noch in den Stücken von abgerundetem Kalkstein sichtbar sind, die vereinzelt in diesem Horizont liegen. Der Gehalt an Teilchen von 2 bis 50 Mikron ist in dieser Schicht entsprechend niedriger. Die Ablagerung der Mineralteilchen verlief während der Mergelsedimentation, also anders als zur Zeit, wo die Kalkschichten gebildet wurden (Abb. 3. e-19; 40-50).

Bei ab-16 ist der Tongehalt oben etwas niedriger, ohne daß hier Löss beigemischt ist, wie dies in den nachstehenden Profilen der Fall ist. Es könnte sich hier vielleicht um einen, wenn auch nur geringen, pedologisch bestimmten Texturunterschied handeln, der durch Transport des Tones von dem A-Horizont nach dem B-Horizont entstanden wäre. Im allgemeinen gilt aber, daß die Zeit zu einer deutlichen Differentierung von A- und B-Horizonten in diesen Tönen nicht ausreichte.

Ad.

Dasselbe Bild wie bei e-19 in dem Horizont von 40-50 cm, kann man bei dem nächsten Bodentyp Ad bei a-16 beobachten. Auch hier gibt es einen höheren Tongehalt in dem Horizont zwischen 32 und 55 cm, der übrigens schon als D-Horizont bezeichnet werden muß. Hier finden sich gleichfalls Stücke von Kalkstein, die eine, durch Lösungserscheinungen bedingte, unregelmäßige Oberfläche zeigen.

Ae.

Das Bild der Korngrößenverteilung des sehr jungen Bodentyps Ae bei c-20 weist keine Abweichungen auf. Örtlich können aber höhere Tongehalte vorkommen.

jAc.

Der obere Teil des Bodens bei bc-18 ist wesentlich verschieden von den Verwitterungstönen der Arietenschichten. Anscheinend könnte dieser Profilteil wegen des niedrigen Tongehaltes einem A-Horizont entsprechen. Auch im Gelände ist die Ähnlichkeit mit einem A-Horizont groß, was aber täuschend ist, weil die Horizontierung hier geologisch bedingt ist. Pedologische Prozesse haben dabei nur eine untergeordnete Rolle gespielt. Der obere Teil des Profils wird von Material äolischer Herkunft gebildet. Ist diese Schicht so dünn, wie es hier der Fall ist, dann hat eine weitgehende Mischung mit der unterliegenden Schicht, also bei bc-18 mit dem Verwitterungston der Arietenschichten, stattgefunden. Deswegen ist der Tongehalt dieser äolischen Schicht höher als derjenige derselben Schicht auf dem Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Deutlich kommt in Abb. 3 (bc-18; 0-20) die Spitze in den Fraktionen von 8 bis 50 Mikron zum Ausdruck. Diese Spitze ist für äolische Sedimente vom Löss-Typ charakteristisch. Auch die kleine Spitze in der Nähe vom 210 Mikron ist hier wieder zu erkennen. Wie oben erwähnt, ist auch dieser Sand äolischer Herkunft und stammt von den benachbarten Sandböden. Dieser Prozeß vollzieht sich auch jetzt noch an trockenen Tagen bei kräftigem Wind, wenn die Felder brach liegen.

Der Verwitterungston von 38 bis 52 cm Tiefe zeigt wieder das normale Bild des Verwitterungstones der Mergel der Arietenschichten, während die Schicht von 52 bis 74 cm den für die Verwitterung der zwischenlagernden Kalkschichten charakteristischen, hohen Tongehalt hat.

lAc.

Von dem folgenden Bodentyp lAc ist eine mechanische Analyse des oberen kolluvialen Teiles ausgeführt worden. Aus dem Histogramm (Abb. 4; de-26) treten mehrere Einflüsse hervor. Erstens der Tongehalt, der ziemlich groß ist. Während des Transportes des Kolluviums über den Verwitterungston der Arietenschichten wurde diese Tonfraktion aufgenommen. Die Mehlsandfraktion zeigt auch einen komplexen Gipfel. Dieser könnte teilweise durch Beimischung mit äolischem Material verursacht sein. Wahrscheinlicher ist aber, daß er, wie der Ton, aus dem Untergrund herrührt. Schließlich gibt es ein deutliches Maximum in der mittelkörnigen Sandfraktion. Dieser Sand rührt von den Sandböden her, die oben am Hang liegen. Zwar befindet sich der Luxemburger Sandstein, der das Material dieser Sandböden lieferte, stratigraphisch unter den Arietenschichten, durch Schrägstellung der Schichten und darauffolgender Erosion der überlagernden Arietenschichten, oben am Hang, ist der Luxemburger Sandstein jedoch freigelegt worden. Deswegen bedeckt das kolluviale Material dieser Sandböden die Arietenschichten am Fuße des Hanges (Abb. 15). Aus der Grobkörnigkeit der betreffenden Fraktionen ergibt sich, daß die groben Sande, die gleich unter den Arietenschichten liegen, ihren Einfluß in diesem Kolluvium geltend machen. Wie in Abb. 4 (fg-18/19) zu sehen ist, haben die obersten Verwitterungssande des Luxemburger Sandsteines den höchsten Prozentsatz in der Fraktion 300 bis 420 Mikron. Der etwas feinere Sand, der normalerweise bei der Verwitterung des Luxemburger Sandsteines geliefert wird, spielt aber auch eine Rolle, wie sich in der Größe der Fraktionen 150 bis 210 und 210 bis 300 Mikron zeigt.

Der Verwitterungston der unter dem kolluvialen Material gelegenen Arietenschichten, hat wieder die normale Ausbildung (de-26; 38-70).

lAe.

Von lAe bei ab-29 ist nur die Korngrößenzusammensetzung der oberen kolluvialen Schicht bestimmt. Aus der Analyse wird deutlich, daß dieses Material die gleiche Ausbildung hat wie die kolluviale Bedeckung im vorigen Typ.

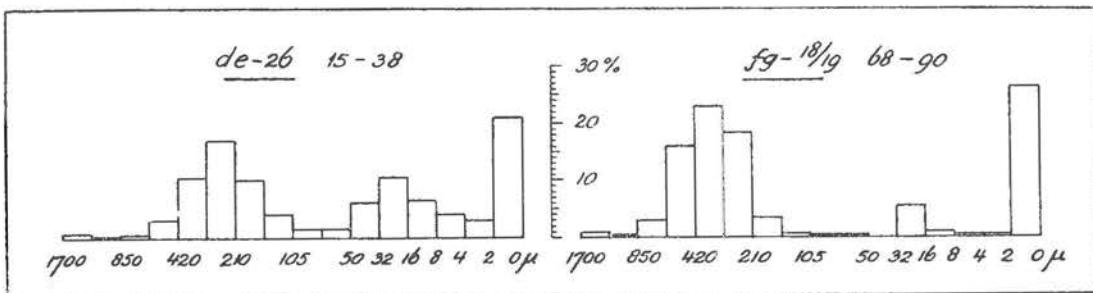


Abb. 4. de-26; 15-38: Das Kolluvium auf den Arietenschichten. fg-18/19; 68-90: Die tonhaltigen Verwitterungsprodukte der oberen Schichten des Luxemburger Sandsteines. — de-26; 15-38: Colluvial material on the Arietenlayers. fg-18/19; 68-90: Sandy clay loam derived from the top layers of the Luxemburger Sandstein.

AB.

Die Kurven der Analysen des letzten Bodentyps auf den Arietenschichten, AB (fg-18/19), zeigen den Unterschied zwischen dem Verwitterungston der Arietenschichten einerseits und den tonhaltigen Sandschichten, entstanden bei der Verwitterung des Luxemburger Sandsteines, andererseits. Der Tongehalt des Sandes (fg-18/19; 68-90) ist bedeutend höher als es gewöhnlich bei den Verwitterungssanden des Luxemburger Sandsteines der Fall ist. Die Ursache liegt in der Änderung der Ablagerungsverhältnisse, die am Ende der Sedimentation des Luxemburger Sandsteines vor sich gegangen sind. Dasselbe gilt auch für den Sand, der zu größeren Fraktionen gehört, als es im allgemeinen üblich ist (Abb. 4; fg-18/19; 68-90).

Übrigens ist die Grenze zwischen diesem tonhaltigen Sand und dem Ton der Arietenschichten scharf. Die Tonschicht von 37 bis 68 cm enthält keinerlei Andeutung dafür, daß die Ablagerung jenes Sandes, aus dem der Luxemburger Sandstein aufgebaut ist, sich während der Bildung der Arietenschichten noch eine Zeitlang fortgesetzt hat. Das vorhandene Material, das größer als 50 Mikron ist, wird wieder fast vollkommen von Eisenkonkretionen gebildet.

Das Ganze ist überlagert von einer Schicht, in der der äolische Einfluß sich wieder geltend macht, sowohl als Flugsand wie als Löss. Der Lössseinfluß ist hier aber zu geringfügig, um dieses Profil dem Typ jAb angehören zu lassen.

Der Calciumcarbonatgehalt der Böden auf den Arietenschichten wechselt sehr. Eine Probe der Mergel aus einem Steinbruch, von welcher keine mechanische Analyse gemacht werden konnte, enthielt 12% CaCO_3 . In dem nicht ganz verwitterten Horizont von 70 bis 80 cm Tiefe bei e-19 kommt bis 25% Kalk vor. Hohe Kalkgehalte weisen die tonreichen Horizonte auf, von denen, wie schon bemerkt, es nicht unwahrscheinlich ist, daß sie Lösungsreste der zwischen dem Mergel eingeschalteten Kalkbänke seien. Übrigens ist in den Böden der Kalk nur in sehr niedrigen Prozentsätzen vorhanden, oder fehlt sogar ganz.

Wie zu erwarten war, ist bei diesen von Kalk und Mergel stammenden jungen Böden der pH neutral oder höher als 7.

Der Luxemburger Sandstein (Tabelle 4)

Am Anfang dieser Tabelle findet man die Resultate einer Sandanalyse aus einer Sandsteingrube. (Abb. 5). Diese Probe ist einer Stelle entnommen, an der durch Lösung des kalkigen Bindemittels der im Sandstein enthaltene Sand schon gelockert war.

Der Sand ist sehr gut sortiert. 83% des Gewichtes haben eine Korngröße zwischen 105 und 300 Mikron. Eine deutliche Spitze zeigt die Fraktion 150 bis 210 Mikron. Nur ungefähr 1% ist größer als 300 Mikron. Der Mehlsandgehalt ist sehr niedrig, während auch der Ton nur mit 5% vertreten ist. Die Spitze in der Sandfraktion liegt, wie sich noch zeigen wird, nicht immer zwischen 150 und 210 Mikron. Es gibt Schwankungen im Grobkörnigkeitsgrad des Sandes.

Probe	Tiefe in cm	Bodentyp	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile														P H		humus %	Ca Co ₃ %		
			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
kl-36	Grube				0,1	0,1	0,9	13,5	45,5	24	3,5	1	0,8	1	1,5	2	1	5				
k-39	70- 80	Ba	0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	3	23	47,5	11,5	1,5	1	2,5	1,5	1,5	0,3	6	4,8	4,2		
kl-41	20- 30	Bb	0,1	0,1	0,1	0,2	1,5	6	31	36,5	7	1	3,5	4,5	1,5	1	1,5	4,5	5,4	4,4		
m-41	60- 70	Bc				0,1	0,2	3,5	27	44	9,5	3	2,5	1,5	0,8	1,5	2	4,5	5,1	4,6		
f-13	20- 30	Bd		0,1	0,1	0,4	5	11	42,4	23,5	2,5	0,7	2	2	2,5	1	2	7	6,6	6,2	1	
ij-10	15- 26	Bla		0,1	0,1	0,2	0,5	5	26,5	38,5	9	1,5	2	5	2	4	0,2	5	6,7	6,2	2	
	26- 62						0,3	4	26,5	40,5	9,5	1,5	2	5	2	1,5	2	5	5,4	4,9	0,9	
	62-123			0,1	0,1	0,2	4,5	27,5	44	10,5	1	0,2	2,5	0,4	2	0,3	6,5	5,9	5,1			
f-10	19- 35	B1b	0,1	0,1	0,1	0,2	0,8	13	40,5	26,5	4	1	1,5	3,5	1,5	1,5	1	4,5	6,3	5,7	2	
	42- 72			0,1	0,1	0,8	18,5	44,5	20	2,5	0,7	3	0,6	2	0,5	6	6,4	5,8	5,7			
	72-105			0,1	0,1	0,9	15,5	46	24	3	0,4	0,2	1,5	1	0,5	7	6,4	5,7	5,7			
gh-10	18- 22	B1c		0,1	0,1	0,2	13	40,5	25,5	4,5	0,9	2	2	1	2,5	2	5,5	6,5	6		2	
	22- 52		0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	12,5	44,5	26	3	0,2	0,7	1,5	0,6	2	0,8	7	6,3	5,7		
n-45	9- 38	B2b	0,1	0,1	0,1	0,4	2	5	7	15	22,5	5,5	10,5	9,5	7	4	3,5	8	5,5	4,3		
	46- 87					0,1	0,3	0,9	3	16,5	29	7,5	6,5	3,5	4,5	1,5	2,5	24	5,2	3,9		
i-45	17- 45	B2c			0,1	0,1	0,2	1	12	38	9	2,5	9,5	9	6	2,5	3	7	6,4	5,9	0,5	
	52- 64				0,2	0,1	0,1	1,5	13,5	42	7	3,5	4	3,5	2,5	0,6	3	18	6,5	6		
n-40	15- 24	B3		0,1	0,4	2	9,5	23	43	16	1,5	0,5	0,4	0,4	0,7	0,1	0,3	2	5,4	4,8	0,5	
	26- 44		0,2	0,1	0,1	1,5	8,5	26,5	35,5	15	3	0,9	2,5		1	0,8	0,4	4	5,3	4,6	1,5	
	44- 60				0,1	1,5	8,5	24	41	18	2,5	0,6	0,8		1,5		1,5	6	4,4			
f-18	0- 20	Bqd	0,8	0,5	1,5	7,5	18	19	9,5	3,5	1	1	5	7	4,5	4	2,5	14,5	6,3	5,8	3,5	0,4
	20- 32		0,1	0,1	1	10	23	15,5	3,5	0,8	0,4	0,3	1,9	0,6	3,5		0,5	38	6	5,5		
k-13	18- 72	Bs	0,7	0,4	0,6	1,5	7	37	34	13	1,5	0,6	0,4	0,6		1,5		1,5	6,1	6,3		
	72-105				1	8,5	35,5	33	16,5	1	0,3	0,2	0,3	1,5		0,4	2	5,6	6,2			
	105-140		0,3	0,1	0,6	4,5	17,5	33	24,5	8,5	1,5	0,3	0,4	0,6	2,5	0,5	5,5	6,4	6,4			
k-12	10- 42		0,1	0,1	0,1	0,7	3,5	6,5	19	25	15	5	5,5	5,5	4,5	1	2	6,5	5,9	5,7	1,5	
	42- 93		0,4	0,2	0,2	0,6	3	5,5	14	18	14	5	7,5	7,5	5,5	4,5	3	11	6,4	5,8		
	93-140		0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,6	2	6	6,5	13,5	10	3	8	5,5	44	5	4,2			
	140-145		0,1	0,2	0,2	0,5	1,5	2,5	3	12	25,5	9	3,5	7,5	1,5	6,5	0,1	26	5,1	4,4		
lm-53	15- 38	jB2	0,3	0,2	0,3	0,8	2	4	18,5	15	3	1	16	14,5	9,5	4	2	8	4,7	4,2	1,5	
	61- 82		0,4	0,3	0,2	1	3	6	32	30	4	0,5	0,5	2	2,5	1,5	0,5	15,5	5,9			

Tabelle 4. Die Korngrößenzusammensetzung der Böden im Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines. — Mechanical composition of the soils developed from the Luxemburger Sandstein.

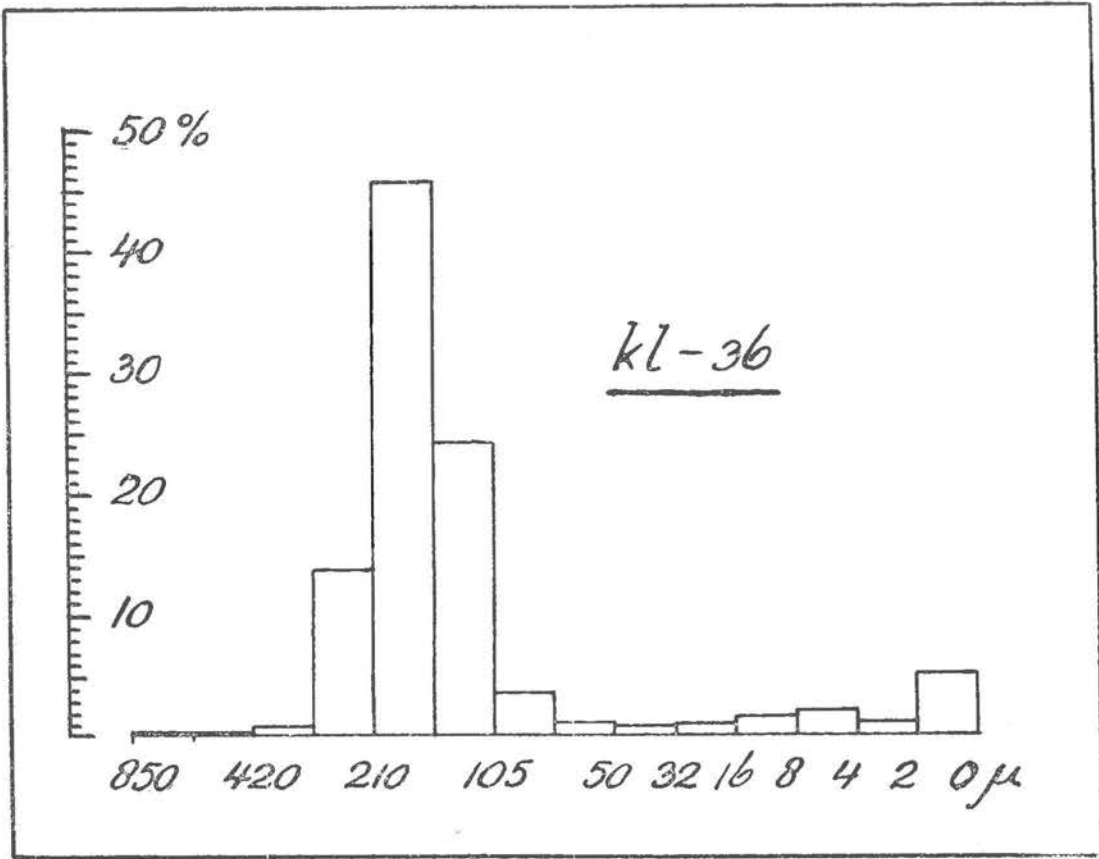


Abb. 5. Der Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. — Sand derived from the Luxemburger Sandstein.

Ba, Bb, Bc und Bd.

Diese Schwankungen zeigen sich z. B. in den 4 folgenden Analysen der Bodentypen, in denen die Bodenbildung noch keine Rolle gespielt hat. Bei k-39 liegt der höchste Prozentsatz zwischen 105 und 150 Mikron. Bei kl-36 sind die beiden Fraktionen 105 bis 150 Mikron und 150 bis 210 Mikron in ungefähr gleichem Gewichtsverhältnis vertreten. Die Analyse der von einem Profil des Bodentyps Bc entnommenen Probe, ergab einen Höchstprozentsatz zwischen 105 und 150 Mikron. Schließlich hat bei f-13 die Fraktion 150 bis 210 Mikron den größten Sandgehalt. Die Entwicklung der Böden Ba, Bb, Bc und Bd, die durch das Fehlen eines B-Horizontes gekennzeichnet sind, hat offenbar keinen Einfluß auf die Textur ausgeübt. Nur fällt bei kl-41 der etwas höhere Mehlsandgehalt auf, der durch Beimischung äolischen Lehmes bedingt sein dürfte, wofür auch die geringe Tiefe der Probestelle und der ganz andere Habitus des unterliegenden Sandsteines spricht.

B1a, B1b und B1c.

Im Gegensatz zu den B2-Profilen zeigt sich bei den Bodentypen B1a, B1b und B1c, die einen Eisenanreicherungshorizont haben, daß der Tongehalt in dem B-Horizont

nur sehr wenig höher liegt als in dem A-Horizont. Die Fraktion mit dem größten Sandgehalt ist bei diesen drei Bodentypen wieder nicht immer die gleiche. Bei ij-10 ist sie zwischen 105 und 150 Mikron, bei f-10 und gh-10 zwischen 150 bis 210 Mikron. Diese Unterschiede, die durch die Beschaffenheit des ursprünglichen Sandsteines bedingt sind, haben in diesem Falle keinen Einfluß auf die Bodenmorphologie ausgeübt. Der gleiche Profiltyp hat sich doch sowohl auf dem etwas feineren als auf dem etwas gröberen Sand entwickelt.

Auch bei diesen Böden macht sich der äolische Einfluß im obersten Teil des Profils bemerkbar. Der Einfluß ist am deutlichsten bei dem tiefsten Boden (ij-10) und am undeutlichsten bei dem dünnsten Boden (gh-10). Diese Tatsachen sind eine Andeutung dafür, daß die Abtragung, die bei gh-10 größer war als bei ij-10, schon einen Teil der Oberflächenböden, einschließlich der Lösskomponente hat verschwinden lassen. Folgerungen über die Unterschiede in der Intensität der Erosion lassen sich also nicht nur aus der Mächtigkeit der Verwitterungsdecke schließen, sondern auch aus dem Vorkommen und dem Maß des äolischen Einflusses in den Fraktionen 8 bis 50 Mikron. Die Gehalte der äolischen Komponente, die außerdem die charakteristischen Lössmineralien enthalten, betragen hier bzw. 9%, 6,5% und 5%.

B2b und B2c.

In den beiden folgenden Profilen, die zu den «Gray-Brown Podzolic soils» gehören, zeigt sich ein klarer Texturunterschied zwischen den Horizonten. Der Tongehalt ist im B-Horizont merkbar höher als im A-Horizont. Die Ursachen der Tonanreicherung des B-Horizontes können sowohl geologischer als pedologischer Art sein. Nur im letzteren Falle gehört dieser Bodentyp, wenn auch die übrigen erforderlichen Merkmale vorhanden sind, zu den «Gray-Brown Podzolic soils» sensu stricto.

Wie sich aber zeigen wird, sind die geologischen und die pedologischen Faktoren eng miteinander verbunden, wobei die Profilbildung von der geologisch bestimmten Beschaffenheit des Bodenmaterials abhängig ist. Das ist zum Beispiel der Fall bei den Böden des B2-Typs auf «Haed» bei Kroentgeschaff, im Nordwesten der Karte. Die Verwitterungsprodukte des Luxemburger Sandsteines sind hier deswegen tonhaltig, weil sie zu dessen oberen Schichten gehören. (Vgl. f-18, Bqd). Gleich unter dieser tonhaltigen Sandsteinschicht kommen die normalen Sandsteinstücke vor. Die Bildung eines «Gray-Brown Podzolic soil» ist hier also geologisch bedingt. Überdies besteht in dieser tonhaltigen Oberschicht eine, wenn auch geringe Tendenz, zur Bildung eines Pseudo-A- und B-Horizontes durch Anreicherung der Oberfläche mit Sand, der von den benachbarten Sandböden angeweht wird.

Die geologisch bedingten Verhältnisse sind für die Bildung eines Bodens vom «Gray-Brown Podzolic soil»-Typ hier also günstig. Dasselbe Bild zeigen die Böden des B2-Typs in «Jongholz», wo die tonhaltigen Sandschichten der unter dem Luxemburger Sandstein liegenden Psilonotenschichten im Profil zuerst auftreten. Der Profilentwicklungsvorgang bei n-45 ist ebenfalls komplex. Der A-Horizont zeigt eine ziemlich große Spitze in den Fraktionen 8 bis 50 Mikron. Für diesen Gipfel ist nicht nur der äolische Lehm verantwortlich. Auch der Mehlsandgehalt des B-Horizontes, bei dem auf Grund

der Schwermineralien das Fehlen des äolischen Einflusses festzustellen ist, ist ziemlich hoch. Überdies entspricht das Histogramm des Sandes nicht dem normalen Bilde. Der Sand ist hier feinkörniger (die Hauptfraktion ist 75 bis 105 Mikron) und zeigt einen niedrigen Sortierungsgrad. Der Tongehalt des A-Horizontes wird vermutlich anfangs höher gewesen sein, als dies für die Verwitterungssande des Luxemburger Sandsteines normalerweise der Fall ist. Auch jetzt ist der Tongehalt immerhin noch 8%. Obwohl der B-Horizont sekundär mit Ton angereichert und deswegen ein Vergleich nicht ohne weiteres möglich ist, fällt die große Ähnlichkeit mit der Textur der 140 bis 150 cm tiefen Schicht bei k-12 auf.

Ein noch deutlicheres Beispiel eines «Gray-Brown Podzolic soil» findet man bei i-45 (Abb. 6). Auch hier ist die Fraktion von 105 bis 150 Mikron die wichtigste. Der Tongehalt in den Fraktionen 8 bis 50 Mikron ist in dem A-Horizont 24,5% und in dem B-Horizont 10%. Der äolische Einfluß ist also auch in den Schwermineralien (siehe Kapitel V), im A-Horizont sehr wichtig. Der Ton, der aus dem A-Horizont in den B-Horizont eingespült wurde, wird wahrscheinlich größtenteils aus diesem äolischen Material stammen. Der Tongehalt der Verwitterungsprodukte des Luxemburger Sandsteines ist im allgemeinen zu niedrig, um die Bildung eines Tonanreicherungshorizontes zu gestatten. Außerdem hat der Sand, der bei der Verwitterung entsteht, eine Beschaffenheit, die es wahrscheinlich macht, daß eine weitere Verwitterung der Körner in der dafür zur Verfügung stehenden Zeit und unter den in unserer Zeit herrschenden Klimaverhältnissen stattgefunden hat. Der Sand besteht fast nur aus Quarzkörnern mit einem sehr geringen Gehalt an Schwermineralien, die zu den schwer zu verwitternden Gattungen (Turmalin, Zirkon und Rutil) gehören. Der abgelagerte äolische Lehm hingegen enthält verwitterungsfähige Mineralien und führt überdies den Ton wahrscheinlich als leicht zerfallende Aggregate von Mehlsandgröße mit.

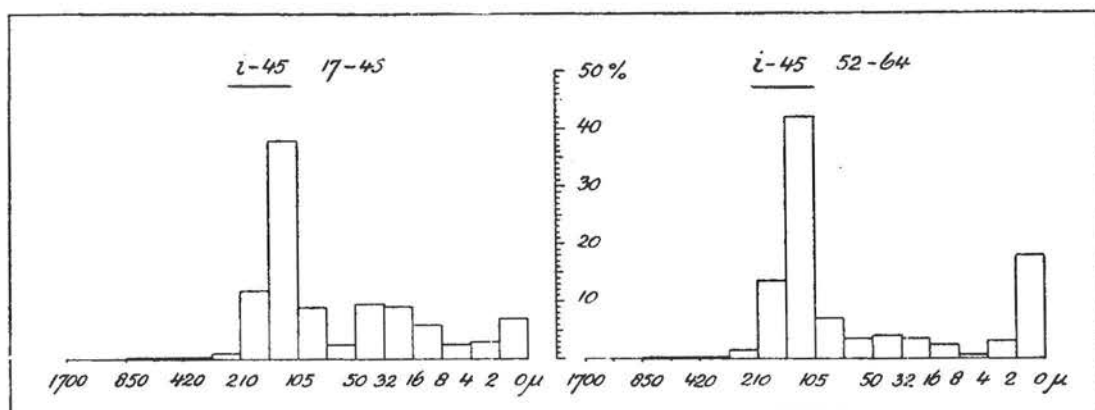


Abb. 6. A- und B-Horizont eines B2c-Bodens. — A and B horizon in the B2c soil type.

Es zeigt sich, daß das Vorkommen dieser mit den Lehmlagerungen zusammenhängenden Böden des B2-Typs an das Plateau «Buchholz» gebunden ist, weil einerseits die ebene Lage dieses Ortsteiles eine ungestörte Profilentwicklung erlaubte, während andererseits die Beimischung einer genügenden Menge von äolischem Lehm das notwendige Material für die Bildung eines «Gray-Brown Podzolic soil» lieferte.

B3.

Es folgen einige Analysen des podsolierten Bodens, dessen ganzes Profil durch einen sehr niedrigen Tongehalt gekennzeichnet ist. Auch der Mehlsand ist nur in geringem Maße vorhanden. Der C-Horizont liefert den reinsten Sand, der in dieser Gegend gefunden wurde. Zwar liegt das Maximum in der Fraktion 150 bis 210 Mikron. Die darauf folgende Fraktion von 210 bis 300 Mikron ist aber auch noch stark vertreten. Die mittlere Korngröße ist also größer als bis jetzt behandelt wurde. Die blaßgelbe Farbe des C-Horizontes (siehe Kapitel III) weist darauf hin, daß das Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines hier schon von vornherein weniger als normal eisenhaltig ist. Die sehr wahrscheinliche Ursache des Vorkommens eines podsolähnlichen Profils auf dem Luxemburger Sandstein ist vor allem im Zusammentreffen dieser Eigenschaften des Muttermaterials zu suchen. Der hier örtlich schon niedrige Eisengehalt, welcher durch Oxydation des Pyrites aus dem Luxemburger Sandstein entstanden ist, wurde überdies noch schneller angegriffen als dies sonst der Fall ist, weil der Sand hier etwas grober ist und weniger Mehlsand und Ton enthält. Würde hier auch noch Nadelholz gepflanzt, vielleicht weil der mehlsand- und tonarme Sandboden dafür geeigneter ist als für Laubholz, dann könnte die versauernde Wirkung des Nadelstreuens die Bleichung des A-Horizontes nur fördern.

Bqd.

Es sei jetzt gestattet hier einige Analysenresultate von Proben zu geben, die dort entnommen sind, wo die Textur der Verwitterungsprodukte des Luxemburger Sandsteines vom normalen Bild merkbar abweicht. Bei f-18 ist der Tongehalt des Sandes in dem Horizont von 20 bis 32 cm so hoch, daß auf Grund der Textur das Material als sandiger Ton bezeichnet werden soll. Es handelt sich hier um Verwitterungsmaterial der Sandschichten, die unmittelbar unter den Arietenschichten liegen, aber jetzt durch Abtragung der Arietenschichten freigelegt worden sind. Im oberen Horizont gibt es einen höheren Prozentsatz von Material von 2 bis 50 Mikron Äquivalentdurchmesser. In diesem Falle handelt es sich hier nicht nur um Beimischung von äolischem Lehm, sondern auch von mehlsandreichem Verwitterungston der Arietenschichten, der entweder ein Überrest der früher hier liegenden Arietenschichten ist, oder durch die verschiedenen landwirtschaftlichen Arbeiten zugeführt wurde.

Der Tongehalt des oberen Horizontes ist 14,5%, gegen 38% in dem Horizont darunter. Wie schon bei den Bodentypen B2 bemerkt wurde, kann dieser Unterschied von zwei verschiedenartigen Faktoren bewirkt sein. Einerseits hat Beimischung mit angewehstem Sand der benachbarten Sandböden, in Gegensatz zu Beimischung mit äolischem Lehm oder Verwitterungston der Arietenschichten, den Sandgehalt des oberen Horizontes angereichert und dadurch den Tongehalt relativ verringert. Vergleichung der Sandgehalte der beiden Analysen, die sich bzw. auf 62,3 und 54,7% stellten, zeigt, daß das nur einige Prozente ausgemacht haben kann. Andererseits muß doch die Grundursache bei der Profilbildung gesucht werden, durch die der Ton aus dem A-Horizont nach dem B-Horizont transportiert worden ist. Eine Andeutung für diesen Transport wird in den Tonüberzügen und den Strukturpartikeln im B-Horizont gefunden.

Eine beträchtliche Bodenbildung hat also auf dem Luxemburger Sandstein bis an die Ränder der Arietenschichten stattgefunden. Die morphologischen Schlußfolgerungen, die aus dieser Tatsache gezogen werden können, wurden im III. Kapitel behandelt. Obwohl in diesem Bodenprofil eine Art «Gray-Brown Podzolic soil» entwickelt ist, ist er doch nicht zum Bodentyp B2 gerechnet, weil das Muttermaterial zu große Unterschiede zeigt. Nicht nur im Tongehalt, sondern auch in der Grobkörnigkeit des Sandes weicht dieses Material ab.

Bs.

Obleich dieser Sand gröber ist als dies gewöhnlich bei Verwitterungsprodukten des Luxemburger Sandsteines der Fall ist, wird darin, wie bei n-40, kein podsolähnlicher Boden gefunden. Der primär vorhandene hohe Eisengehalt dieses Bodens hat zur Folge, daß die Bleichung hier nicht deutlich hervortritt. Übrigens würde ein gleich dünner A-Horizont wie bei n-40 (34 cm), bei k-13 durch landwirtschaftliche Aktivität völlig umgearbeitet und mit dem Untergrund vermischt sein.

Die Abweichungen entstanden durch örtliche und zeitliche Unterschiede in der Sedimentation des Luxemburger Sandsteines. Im Boden bei k-12 zeigt sich das auch wieder klar. Hier sind vier Schichten analysiert worden. Schon der obere Horizont ist anders als die Sande in der Nähe. Die Fraktionsstreuung des Sandes ist größer und die Spitze weniger ausgeprägt. Der Mehlsandgehalt ist hoch und bezieht sich hier nicht auf angewehtes Material, sondern ist dem Gesteine, aus dem das Material entstand, inhärent. Das ist am klarsten in der Schicht von 93 bis 140 cm zu sehen. Der Sandgehalt ist hier bis auf 16% reduziert (Abb. 7; k-12; 93-140). Deswegen ist der Ton- und Mehlsandgehalt sehr hoch.

Vergleicht man die Korngrößenzusammensetzung dieses Horizontes mit derjenigen der über dem Luxemburger Sandstein liegenden Mergel der Arietenschichten, und mit

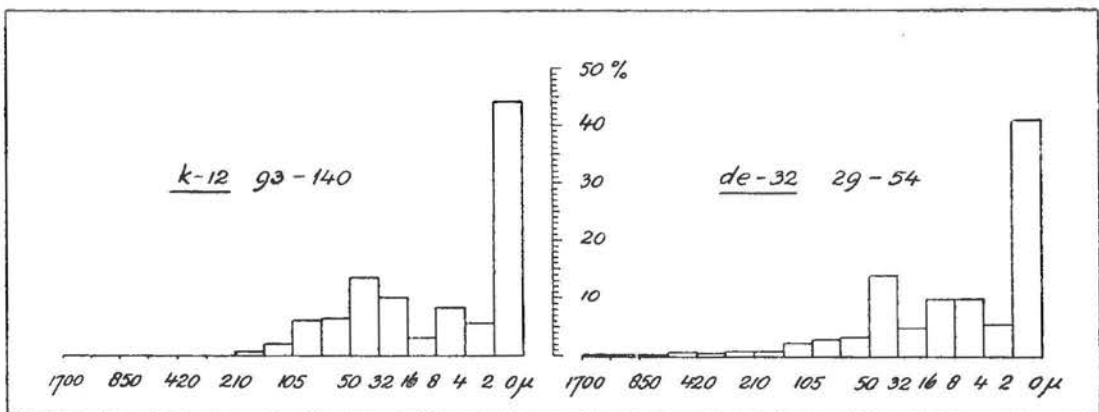


Abb. 7. k-12; 93-140: Das Verwitterungsprodukt der Mergelschichten im Luxemburger Sandstein.
 de-32; 29-54: Das Verwitterungsprodukt der Psilonotenschichten.
 kl-12, 93-140: Silty clay derived from the marly intercalations in the Luxemburger Sandstein.
 de-32; 29-54: Silty clay derived from the Psilonotenlayers.

derjenigen der unter dem Luxemburger Sandstein liegenden Psilonotenschichten (Abb. 3 und 7), so fällt die große Ähnlichkeit auf, Dieses zeigt daß die Sedimentationsverhältnisse, die während der Ablagerung der Psilonotenschichten und der Arietenschichten herrschten, zeitweise während der Ablagerung des Luxemburger Sandsteines wiederkehren konnten.

jB2.

Schließlich folgen noch zwei Analysen des Bodentyps jB2. Der äolische Einfluß im A-Horizont ist bedeutend. Wegen der geringen Mächtigkeit der früheren Lössdecke hat aber eine weitgehende Mischung mit dem Sand des Luxemburger Sandsteines stattgefunden, sodaß das äolische Material nicht mehr eine separate Schicht bildete. Der Tongehalt des B-Horizontes der, wie schon früher erwähnt, mit dem beigemischten Lehm in dem A-Horizont zusammenhängt, gibt diesem Profil den Charakter eines «Gray-Brown Podzolic soil».

Die Umwandlung des Waldes in Ackerland ist von Einfluß auf den Säuregrad des Bodens. Der pH unter dem Wald schwankt von 4,7 bis 5,5. Nach unten kann er gelegentlich bis 6,4 ansteigen. Der Boden ist unter Nadelwald, wo die Bleichung am stärksten ist, nicht saurer als unter Laubwald. So liegt der pH des Humus an der Stelle n-40 etwas näher bei 7 als dies an der Stelle n-45 (bzw. pH6 und pH5,6) der Fall ist. Es ist deshalb auch logischer dem Muttermaterial einen größeren profilbildenden Einfluß zuzuschreiben als der Vegetation.

Kalkzuführung in das Ackerland ließ den pH steigen, sodaß dieser nun bei rund 6,5 liegt.

Der Humusgehalt, sowohl von den Al-, als von den Ap-Horizonten, ist niemals höher als einige Prozente. Bemerkenswert ist noch die Humusanreicherung im B-Horizont des B3-Bodens (n-40, 26-44).

DIE HANGBÖDEN (Tabelle 5)

C.

Eine Analyse der Probe, die auf dem Grund eines der steilen Hänge des Luxemburger Sandsteinplateaus genommen wurde, zeigt Daten, die mit denen der in den meisten Fällen durch die Plateauböden gelieferten Verwitterungssande übereinstimmen. In diesem Sand, in dem die Profilbildung oft fast völlig fehlt, wird nur wenig Mehlsand und Ton gefunden. Der Einfluß des äolischen Lehmes fehlt hier (kl-12; 8-32).

kDq.

Die kDq-Böden sind in einem Material entwickelt, das sowohl den Einfluß des Luxemburger Sandsteines als auch den der darunterliegenden Psilonotenschichten verrät. Dieses Material stammt aus den tonigen Sandbänken, die in diesem Gebiet örtlich zwischen den Luxemburger Sandstein und die Mergel der Psilonotenschichten eingeschaltet sind.

Probe	Tiefe in cm	Bodentyp	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile														P H					
			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	P H		humus %	Ca Co ₃ %
																			H ₂ O	K Cl		
kl-12	8- 32	C			0,1	0,2	0,6	2,5	25,5	46	16	3,5	1,5		0,3	0,2	0,4	3	5,9	4,6		
c-34	0- 38	kDg			0,1	0,2	0,5	6	31	36	7	1,5	3	4,5	1,5	3	0,8	5	6,2	5,5	2,5	
	38- 75			0,1	0,1	1	7,5	13	8,5	5	1	1	10,5	13	8,5	3,5	4	25	7,2	5,9		
de-32	12- 29	lDr	0,7	0,6	1	2,5	4,5	9,5	21,5	18	3,5	0,5	5,5	7	4,5	3,5	3	14	7,3	6,3	2	
	29- 54		0,6	0,5	0,6	0,9	0,7	1	1	2,5	3	3,5	14	5	10	10	5,5	41	7,8	6,7		
n-29	0- 30	lE	0,1	0,1	0,2	0,7	2,5	8,5	15,5	13	7,5	5,5	7	6,5	2,5	2	4	24	7,8	6,9	1,6	
	30- 68		0,3	0,7	0,8	0,6	0,5	0,5	0,6	0,4	0,3	0,3		3	6	9	11,5	66	8,2	7,2		9,6
no-28	Grube	F			0,6	7	22	39,5	20,5	3,5	0,6	0,8			2,5	3						
n-18	25- 57	lFq		0,2	0,3	1,5	6	12,5	17,5	15	5	1,5	6,5	5,5	6	2,5	2,5	17,5	7,3	5,9		
mn-29	0- 10	lFr	0,1	0,2	0,1	0,3	1,5	7	11,5	13,5	13,5	8,5	12,5	5	6,5	5	2,5	12,5	5	4,6	3,5	
	10- 28		0,3	0,3	0,4	0,6	1,5	6	10,5	12	11	7	10	5	5,5	3,5	3,5	22,5	5	4,3		
	28- 35		0,5	0,3	0,3	0,4	0,8	3	5	7	6	3,5	6	6	4,5	5	3	48,5	5,3	4,1		
	35- 70		0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	1	2	1,5	1,5	1,5		11	12	5	7,5	59	6,1	5,1		
lm-27	0- 20	Gc	0,1	0,3	0,3	0,7	1,5	3,5	4,5	3	2	2	5,5	5,5	8	6	8	49	7,9	6,9		3,6
	20- 56		1,5	0,1	0,2	0,2	0,2	0,4	0,6	0,5	0,6	0,9	3	7	16	18	12,5	38,5	8,2	7,2		12,4
gh-30	0- 22	Gd		0,2	0,4	0,6	0,9	1,5	2	2	2	2,5	0,5	11,5	4,5	9,5	10,5	50,5	7,6	6,7		21,4
lm-26	20- 62	H			0,3	0,5	0,5	0,8	1,5	3	3,5	3,5	3	6,5	8,5	11	8	49	7,7	6,8		
p-23		I					0,2	1,5	13	36	16	4	3,5	2	4,5	4	3	12				
no-24	0- 18		0,3	0,1	0,2	0,4	1,5	6,5	18,5	19,5	9,5	4	8	5	6	4,5	3	13	7,3	7,1	2,5	0,3
	18- 41		0,1	0,1		0,2	0,7	6,5	18	17,5	8,5	3,5	8,5	4	7	7	2	16	7,1	6,3		
	42- 66		0,1		0,1	0,1	0,6	5,5	14	13,5	7,5	3	7,5	4,5	7,5	5,5	4	26,5	6,9	6		
	66-100		0,9	0,7	0,9	0,9	0,6	0,8	1	1,5	2	2,5	2	9,5	11,5	9	11,5	44,5	6,8	6,3		

Tabelle 5. Die Korngrößenzusammensetzung der Hangböden. — Mechanical composition of the soils on the valley slopes.

Der Ton- und Mehlsandgehalt kann in diesen Böden sehr hoch sein, in der untersuchten Probe betragen beide zusammen 64,5%. Die Sandspitze ist ein Anzeichen dafür, daß die Sedimentation des Sandes, aus dem der Luxemburger Sandstein gebildet ist, bereits begann, bevor die Bildung der Mergelbänke der Psilonotenschichten völlig beendet war.

Diesen langsamen Übergang zwischen Luxemburger Sandstein und Psilonotenschichten findet man am besten am Talhang im Westen der Syr ausgeprägt; auf dem Hang des «Witeschbierges» ist die Grenze viel schärfer.

Dieses Verwitterungsmaterial ist meistens durch sandige Produkte bedeckt. Es ist nicht immer leicht zu entscheiden, ob dieses ein Kolluvium ist, das von dem oben am Hang ruhenden Luxemburger Sandstein herrührt oder ob hier ein Verwitterungsprodukt reiner Sandbänke vorliegt, die zwischen die mergeligen Schichten eingelagert sind. Auch die mechanische Analyse gibt keine Auskunft. Der beigemischte Ton und Mehlsand können bereits im Muttergestein vorhanden gewesen sein; sie können jedoch ebenfalls durch die im Kolluvium auftretenden Massenbewegungen mit einander vermischt worden sein.

lDr.

Die Psilonotenschichten sind aus tonreichem Material, das bei der Verwitterung entsteht, aufgebaut. Diese begreift hier hauptsächlich Kalkauflösung und Pyritoxydation. Die Fraktionen von 2 bis 20 Mikron sind ebenfalls gut vertreten. Die Übereinstimmung mit den Verwitterungsprodukten der später abgelagerten Arietenschichten, ist treffend. Obgleich noch einige Prozent feinen Sandes vorhanden sind, ist doch zu sehen, wie in der Zeit, in der dieses Material abgelagert wurde, die Sandzufuhr die bei der Bildung des Luxemburger Sandsteines später einsetzte, noch fehlte (Abb. 7). Ebenso wie in den Arietenschichten liegt auch in diesen Böden der pH meistens über 7.

Die Analyse von den im Tal auftretenden Keuper- und Rhätablagerungen war in vielen Fällen mit Schwierigkeiten verbunden. Die Talböden sind sehr jung, und das Gestein ist gerade oder oft noch nicht völlig verwittert. In ihnen ist die Kohäsion der Tonpartikel noch so stark, daß diese nicht peptisiert werden können. Das hat zur Folge, daß die Bodenpartikel während des Abschlämmens im Atterbergzylinder noch weiter dispergiert werden. Die Teilchen kleiner als 16 Mikron, die hierbei frei werden und weggespült werden, haben nicht an der vorausgegangenen Ton- und Mehlsandbestimmung mit der Robinsonpipette teilgenommen, so daß die Gewichtsprozentsätze dieser Fraktionen zu niedrig sind. Der Korrektionsfaktor, mit dem die Daten multipliziert wurden, ist deshalb in einigen Fällen größer als zulässig. Auch da, wo dies nicht der Fall ist, ergeben die Zahlen kein genaues Bild der granulären Materialverteilung des Gesteins. Die Teilchen größer als 30 Mikron bestehen der Hauptsache nach aus Gesteinsfragmenten, die bei fortschreitender Verwitterung auseinanderfallen würden, und es gibt deshalb keinen Grund anzunehmen, daß dies für die feinere Mehlsandfraktion nicht auch der Fall sein würde.

lE.

In dem bei der vorbereitenden Verwitterung der roten Tonschiefer freikommenden Ton zeigt die Fraktion «kleiner als 2 Mikron» den höchsten Wert des ganzen untersuchten Gebietes. Bei fortschreitender Verwitterung ist es möglich, daß dieser Ton einen Gehalt höher als 66% «kleiner als 2 Mikron» erreicht. Bei der mikroskopischen Untersuchung kam zum Ausdruck, daß die meisten größeren Teilchen aus Gesteinsfragmenten bestehen.

Dieser sehr schwere Ton ist mit einer sehr komplexen Schicht Kolluvium bedeckt worden. Die Tonfraktion kann aus den Pylonotenschichten und rotem Tonschiefer stammen; die Spitze in der Mehlsandfraktion ist vor allem dem Einfluß der Pylonotenschichten zu verdanken, während der Sand zum größten Teil durch den Luxemburger Sandstein geliefert wurde.

Durch den hohen Carbonatgehalt reagiert der Verwitterungston der roten Tonschiefer alkalisch.

lFq.

Unter den roten Tonschiefern befinden sich die Schiefer der schwarzen Blättermergel und die Sandsteinbänke des Rhätsandsteines. Die Reihenfolge dieser Gesteine ist nicht überall dieselbe.

Der Rhätsandstein, von dem eine Probe in der Grube auf dem Hang vom «Witeschbierg», dort wo der Sandstein direkt unter den roten Tonschiefern liegt, genommen wurde, enthält nur sehr wenig Ton und Mehlsand. Die Fraktionen 2 bis 4, 4 bis 8 und 16 bis 32 Mikron sind nicht vorhanden. Ein ziemlich breiter Sandgipfel kulminiert in der Fraktion 150 bis 210 Mikron (Abb. 8). Die Analysen der Böden auf dem Rhätsandstein zeigen jedoch nicht immer ein derartiges Bild. Rein sandiges Material wurde beinahe nirgends gefunden. Oft ist der Tongehalt ziemlich hoch, wie zum Beispiel bei n-18; teils zeigt sich hier der Einfluß des Kolluviums, das von höher im Hang gelegenen Böden

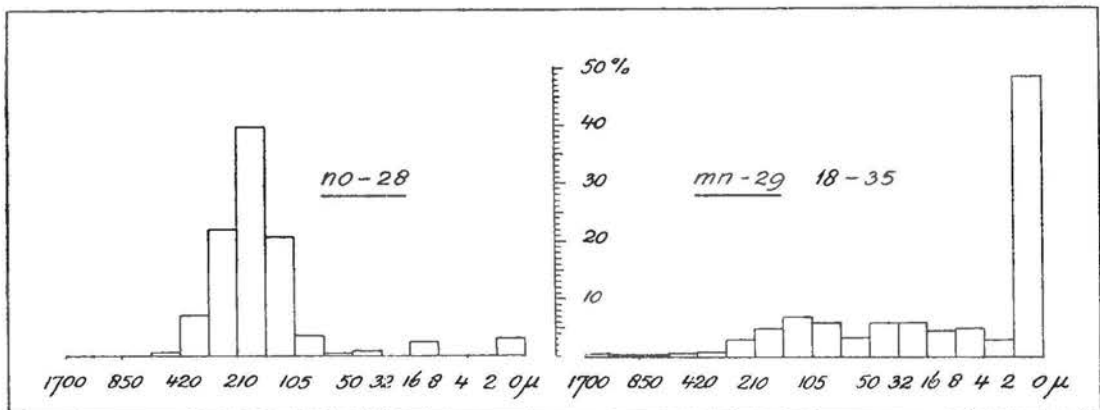


Abb. 8. Die Verwitterungsprodukte des Rhätsandsteines (no-28) und der schwarzen Blättermergel (mn-29; 18-35). — Weathering products of the Rhaetic formations.

stammt, teils kann auch der Rhätsandstein ursprünglich als ein toniger Sand abgelagert worden sein. Tiefer im Profil findet man noch dünne Schichten, die aus dem für die schwarzen Blättermergel so charakteristischen dunkelgrauen Schiefen aufgebaut sind, deren Verwitterung auch zur lehmigen Textur dieser Böden beitragen kann.

Der hohe Säuregrad kann dem zugefügten Kalk oder Dünger zu verdanken sein.

lFr.

Das Histogramm des Verwitterungsmaterials der schwarzen Blättermergel zeigt einen hohen Tongehalt (Abb. 8, mn-29; 18-35). Neben ziemlich viel Mehlsand (24,5%), der zum Teil aus Gesteinsfragmenten besteht, kommen auch noch einige Prozent Sand in diesen Böden vor. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß man hier nicht mit Gesteinspartikeln, sondern mit Quarzsand zu tun hat. Der Sand hat sein Maximum in den Fraktionsgrenzen, in die beim Rhätsandstein der größte Teil des Materials fällt. Die Zufuhr des Sandes, aus dem der Rhätsandstein gebildet ist, ging weiter, wenn auch zeitlich die Sedimentation des Tones, die den schwarzen Blättermergel aufbauten, vorherrschte.

Dieser Ton ist wiederum mit lehmigem Kolluvium bedeckt, das in seiner Korngrößenverteilung von sandigen und tonigen Schichten im Hangboden beeinflußt wird.

Im Gegensatz zu den Verwitterungstonen der roten Tonschiefer und des Steinmergelkeupers, reagiert der von den schwarzen Blättermergeln herrührende Ton schwach sauer (pH 5,2). Es ist wahrscheinlich, daß dies mit der bei der Oxydation des Pyrits freiwerdenden Schwefelsäure zusammenhängt, die nicht durch einen hohen Calciumcarbonatgehalt neutralisiert wird.

G.

Das Verwitterungsmaterial des Steinmergelkeupers konnte auch schwierig zur Peptisation gebracht werden. Der ziemlich große Prozentsatz an Carbonaten wird wohl dafür hauptsächlich verantwortlich sein.

Der höchste Tongehalt wird bei gh-30 gefunden, wo mehr als die Hälfte des Gewichtes der Mineralteile aus dieser Fraktion besteht. Weil auch die Sandfraktion völlig aus Steinmergelfragmenten besteht, wird der Mehlsandgehalt bei stärkerer Verwitterung noch kleiner werden.

Der Carbonatgehalt dieser Böden ist sehr hoch. Er muß hauptsächlich der großen Menge Dolomit im Steinmergelkeuper zugeschrieben werden. Die pH-Bestimmungen ergaben, daß diese gips- und dolomithaltigen Böden schwach alkalisch reagieren (pH 7,9-8,2).

H.

Die Korngrößenverteilung des Verwitterungstones der Roten Gipsmergel ist derjenigen des ebengenannten Typs sehr ähnlich. Auch hier ist der Tongehalt hoch (49%) und bestehen die gröberen Fraktionen aus Gesteinsfragmenten.

Infolge der örtlich auftretenden Gips- und Dolomitanreicherungen in diesem Gestein liegt der pH wieder hoch (7,6).

I.

Eine Korngrößenanalyse des reinen Schilfsandsteines läßt erkennen, daß der Tongehalt in diesem Sandstein noch ziemlich hoch ist (12%). Der Mehlsand steigt bis zu 17% an. Der Sand ist weniger gut sortiert als im Luxemburger Sandstein, die durchschnittliche Korngröße ist jedoch ungefähr dieselbe. Das Maximum fällt in die Fraktion 105 bis 150 Mikron (Abb. 9).

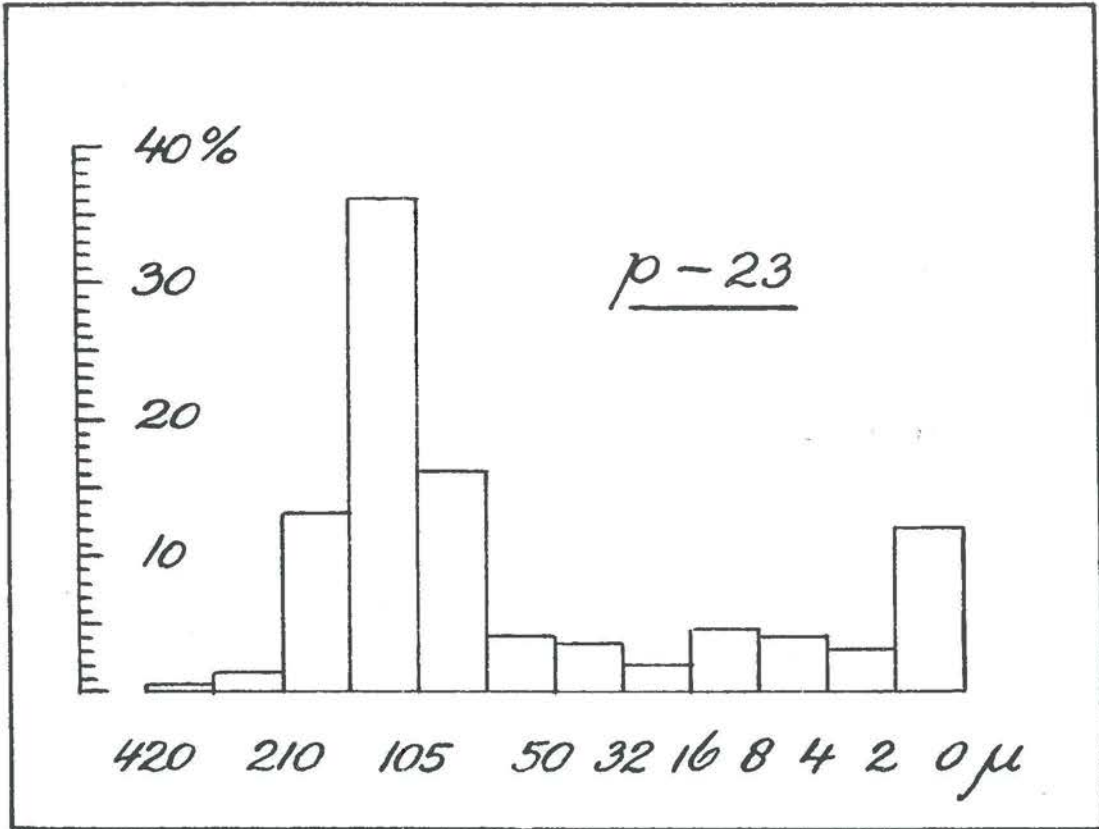


Abb. 9. Der Verwitterungssand des Schilfsandsteines. — Sandy loam derived from the Schilfsandstein.

Von einem Verwitterungsprofil im Schilfsandstein wurden 4 Proben untersucht. Die obersten Schichten zeigen ein Texturbild, das von dem der höher erwähnten insoweit abweicht, als der Sand hier noch schlechter sortiert ist. Tiefer im Profil nimmt der Tongehalt auf Kosten des Sandes zu, bis er schließlich verschwindet. Man hat hier mit einer tonigen Einschaltung in den Schilfsandstein zu tun. Der Mehlsandgehalt der bereits im Sand nicht unbedeutend war, nimmt in den Tonschichten bis zu 41,5% zu.

Der Carbonatgehalt dieser Böden ist gering. Der pH ist beinahe neutral (7,1-6,9).

3. DIE BÖDEN IN ALLOCHTONEM MATERIAL

DIE BÖDEN IN ÄOLISCHEM MATERIAL (Tabelle 6)

VINK ;1949) stellte die folgenden Bedingungen auf, denen eine Ablagerung genügen muß, ehe man sie als Löss bezeichnen darf:

1. Das Sediment soll äolischen Ursprungs sein;
2. Das Sediment soll eine bestimmte Ausdehnung haben;
3. 60% des Gewichtes der Mineralteile müssen in die Fraktionen 10 bis 50 Mikron fallen.

Nach diesen Auffassungen darf der Lehm bei Moutfort nicht als Löss bezeichnet werden. Ist es auch eine äolische Ablagerung und ist die regionale Verbreitung von genügend großem Umfang, so wird doch der dritten Bedingung nur ausnahmsweise genügt. Nur im A-Horizont bei j-55 fallen 60% der Mineralteile in die Fraktion 8 bis 50 Mikron, die hier an Stelle der Fraktion 10 bis 50 Mikron bestimmt wurde.

Obwohl die Bodenbildung in der ziemlich dünnen Schicht so weit fortgeschritten ist, daß das ursprüngliche Material nicht mehr auftritt, ist der für Löss so charakteristische Gipfel in den Fraktionen von 8 bis 50 Mikron sehr deutlich. Die Gewichtsprozent schwanken von 42,5 bis 60. Es fragt sich darum, ob es in schiefer- und lettenreichen Gebieten überhaupt wohl angebracht ist, die Definition des Lösses allzu streng an 60% 8-50 Mikron zu binden. Was ist dort der Fall? Gerade die Verwitterungsprodukte dieser feinkörnigen Gesteine und sonstiges Material alter Verwitterungsböden lieferte im allgemeinen viele Aggregate, die bei der Laboranalyse einen erheblichen Prozentsatz an Ton geben können (HÖHL, 1958). Das Material muß doch als «Löss» zur Ablagerung gekommen sein, weil es nicht verschwemmt ist.

Der äolische Lehm, der in diesem Gebiet selten eine größere Tiefe als 80 cm erreicht, erscheint sowohl auf dem Luxemburger Sandstein als auf den Arietenschichten. Man würde erwarten, daß der Untergrund einen großen Einfluß auf die Korngrößenzusammensetzung des Lehmes ausgeübt hat. Durch mehrere Untersucher wurde ja gefunden, daß die ersten Lössschichten, die abgelagert wurden, durch Solifluktion mit den darunterliegenden Schichten vermischt wurden, während höher in den Lössprofilen diese Mischungserscheinungen abnehmen, bis zum Schluß reiner Löss angetroffen wird.

Nicht nur waren beim Studium der Profile keine Solifluktionserscheinungen wahrzunehmen, auch die Korngrößenanalyse zeigt, daß der Einfluß des Untergrundes trotz der geringen Lehmstärke klein ist. In 4 Profilgruben wurde stets dem A-Horizont, dem B-Horizont und dem darunterliegenden Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteins oder der Arietenschichten Muster entnommen (Abb. 10).

Der A- und der B-Horizont unterscheiden sich deutlich in ihrem Tongehalt. Ein Teil des Tones oben im Profil wurde ausgelaugt und in den B-Horizont konzentriert. Dies stimmt überein mit einer «Gray-Brown Podzolic»-Bodenbildung. Der Ton umlagert

Probe	Tiefe in cm	Bodentype	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile															P H				
			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	P H		humus %	Ca Co ₃ %
																			H ₂ O	K Cl		
j-55	5-34	JA2	0,2	0,1	0,1	0,7	3,5	5,5	3	1	0,7	1	20	19	21	5,5	4	15	4,9	4	2	
	44-87		0,1	0,1	0,1	0,5	3,5	4	2,5	1	0,3	0,3	15,5	16	14,5	7,5	6,5	27,5	5,9	4,2		
	87-105		0,3	0,2	0,3	0,5	0,7	0,6	0,6	0,3	0,7	1,5	10,5	11	10,5	9	8	45	6,9	5,8		
jk-57	15-32	JB2	0,2	0,2	1	4,5	5,5	3	2	1	1,5	19	23	14,5	6	4	14,5	6,9	5,7	1,5		
	32-53		0,1	0,1	0,1	0,4	1,5	2	1	0,6	0,4	1	19	21	14	9	4,5	25,5	7,1	5,8		
l-55	55-70	JB2	0,2	0,1	0,1	0,4	1,5	3	0,9	0,6	0,5	1,5	13,5	12,5	10	8	6	41	6,7	5,6		
	5-27		0,3	0,1	0,1	1	5	6	4	2	1	1	14	27	15,5	5,5	5	13	5	4,1	1,5	
	42-79		0,2	0,2	0,2	0,7	2,5	2,5	1,5	0,6	0,5	0,6	9	30	15	4,5	3	29	5,4	4,1		
lm-46	79-90	JB2	7	0,6	0,7	5	21,5	17,5	5,5	1,5	0,7	0,6	2,5	8,5	5	1	2	19,5	5,7			
	10-34			0,1	0,2	1	4,5	9	7,5	2,5	1,5	14	20,5	13	6,5	5,5	14,5	5,1	4,1	1		
	34-70			0,2	0,1	0,2	0,6	3	6	5	1,5	1	18,5	18,5	12,5	5	5	23	5,7	4,1		
hi-10	70-95	JB2			0,1	0,1	0,2	5	21	31	9,5	2	5,5	0,7	2	1,5	2,5	19	5,8	4,3		
	38-55		0,1	0,1	0,1	0,2	0,5	3	12	8,5	3,5	1	9	21	10	5,5	3,5	20	6,1	5,5	2	
	55-70						0,1	5,5	38,5	32	4	0,3		1	0,2	1,5	1,5	14,5	6,6	6,2		

Tabelle 6. Die Korngrößenzusammensetzung der Böden im äolischen Lehm. — Mechanical composition of the soil derived from wind-blown material.

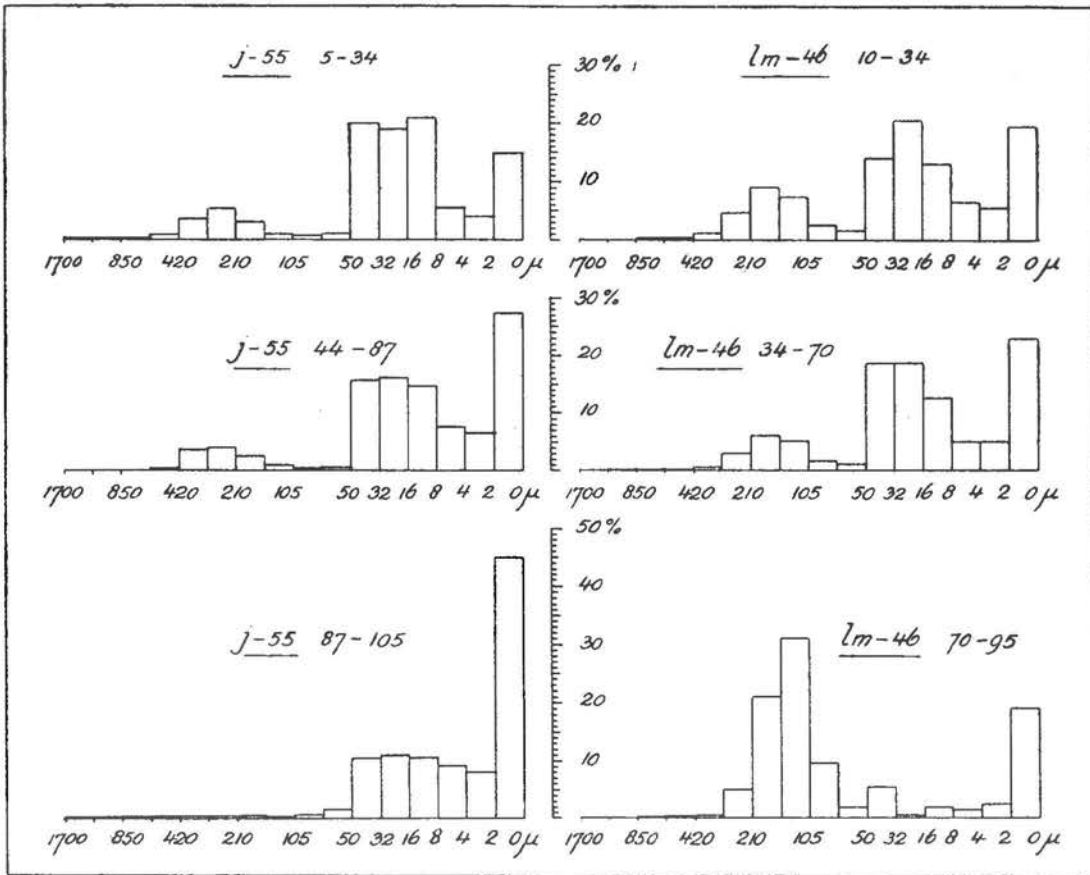


Abb. 10. Die A-, B- und D-Horizonte der Böden in äolischem Lehm auf verwitterten Arietenschichten (j-55) und auf verwittertem Luxemburger Sandstein (lm-46). — A, B and D horizons in aeolian deposits underlain with weathered Arietenlayers (j-55) and with weathered Luxemburger Sandstein (lm-46).

meistenfalls die Gefügeeinheiten der B-Horizonte. Der A- und der B-Horizont des Lehm enthalten ungefähr ebensoviel Ton auf dem Sand des Luxemburger Sandsteins wie auf dem Ton der Arietenschichten. Die Textur des Untergrundes ist hierauf also ohne Einfluß. Wohl sind die Grenzen zwischen dem Lehm und dem Sand schärfer als zwischen dem Lehm und dem Ton. Dieses muß man jedoch dem geringeren textuellen Unterschied zwischen dem äolischen Lehm und dem Verwitterungsmaterial der Arietenschichten zuschreiben. Die «Gray-Brown Podzolic»-Bodenbildung verkleinert diesen Unterschied noch, wodurch der Boden nach unten zu tonhaltiger wird.

Die Analysen zeigen noch eine dritte Spitze in den für den Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines charakteristischen Fraktionen von 105 bis 420 Mikron. Man könnte auch annehmen, daß dieser Sand durch Solifluktion aus dem Untergrund aufgenommen wurde. Gegen diese Auffassung bestehen jedoch zwei Beschwerden.

An erster Stelle besitzt auch der auf den sandfreien Arietenschichten auftretende Lehm diesen Sand und zwar in ungefähr denselben Mengen wie der Lehm auf dem Luxemburger Sandstein.

An zweiter Stelle besitzen die Sandkörner, die bei Im-46 mit dem Lehm vermischt sind, einen durchschnittlich größeren Durchmesser als die des unmittelbar darunterliegenden Luxemburger Sandsteines. Es handelt sich also um Verwitterungssand von verschiedenen Bänken dieses Sandsteines.

Dieser Sand kann auf zwei Arten in den Lehm geraten sein. Er kann gleichzeitig mit dem Lehm abgelagert sein. Die Steinsohle an der Oberfläche des Sandes unter dem Lehm ist ja ein Zeichen von Sandauswehung, ehe die Lehmsedimentation begann. Dieser Sand kann auf anderen Stellen gemischt mit dem Lehm abgelagert sein.

Es ist jedoch ebenfalls möglich, daß pleistozäne und zum geringen Teil auch holozäne Perioden mit kümmerlicher Vegetation es dem Wind ermöglichten, Sand des Luxemburger Sandsteines als Flugsand zu verlagern. Auf dem «Haed»-Plateau, wo die Sandböden während eines Teiles des Jahres brach liegen, ist heute auch ein derartiger Materialtransport zu beobachten. Dort, wo dieser Sand auf den Lehm zu liegen kommt, kann er durch homogenisierende Wirkung von Vegetation, Bodenfauna und Waldrodung bis auf einige Tiefe mit dem Lehm vermischt werden. Dieser Flugsandeinfluß war auch in den Oberflächenschichten der Tonböden auf den Arietenschichten zu bemerken. Ein weiterer Hinweis für eine Vermengung mit Sand nach der Ablagerung des Lehmes ist die Tatsache, daß der Sandgehalt des A-Horizontes meistens größer ist als der des B-Horizontes.

Der Ton, der bei j-55 den D-Horizont bildet, ist das normale Verwitterungsprodukt der Arietenschichten. Eine hohe Tonspitze (45%), geht zusammen mit einem äußerst geringen Sandgehalt, dessen Körner aus Konkretionen bestehen. Die Mehlsandfraktionen sind alle wieder mit ungefähr 10% des Gewichtes vertreten. Die Tonschicht bei jk-57 weicht nur insoweit hiervon ab, daß eine kleine Sandspitze zu sehen ist. Dieser Sand wird hier wohl vor der Ablagerung des Lehmes hingekommen sein.

Der Sand unter dem Lehm bei l-55 und Im-46 besitzt einen höheren Tongehalt (bzw. 19,5 und 19%) als dies für den Luxemburger Sandstein normal ist. Farbe und Eisenkonkretionen in diesem trunkierten Profil deuten auf eine sehr intensive Bodenbildung hin und dieser könnte der hohe Tongehalt zugeschrieben werden (Abb. 13). An Hand der Tonmineralien wird jedoch gezeigt, daß es wahrscheinlicher ist, daß der B-Horizont sich von der nicht sehr mächtigen Lehmschicht bis in den darunterliegenden Sand fortsetzt, so daß sich auch in ihm Ton aus dem A-Horizont konzentrierte. An der Anreicherung in den «äolischen» Fraktionen 8 bis 50 Mikron ist zu sehen, daß der Sand bei l-55 nicht so sauber bewahrt blieb als bei Im-46.

Der Sand des D-Horizontes ist bei l-55 viel gröber als bei l-46. Beim ersten Fundplatz liegt das Maximum in der Fraktion 300 bis 420 Mikron, während beim zweiten die meisten Sandkörner einen Durchschnitt von 105 bis 150 Mikron besitzen. Die Gründe dieser Verteilung müssen in der Ausbildung des Luxemburger Sandsteines gesucht werden, dessen oberste Bänke, auf denen der l-55 liegt, grobsandiger sind.

Es ist wieder deutlich zu sehen, daß der pH unter Wald niedriger als unter Ackerland ist. Wenn der D-Horizont durch den Ton der Arietenschichten gebildet wird, ist sein Säuregrad ungefähr neutral. Der pH des Sandes, der unter dem Lehm auftreten kann, liegt ungefähr eine Einheit niedriger. Der Lehm ist völlig entkalkt, was bei dieser geringen Mächtigkeit nicht zu verwundern ist.

DIE BÖDEN IN KOLLUVIALEM MATERIAL

Die Korngrößenanalysen dienen zur Demonstration des komplizierten Aufbaus einiger dieser Ablagerungen. Der kolluviale Sand bei jk-51 in einer der Plateaudellen besitzt dieselbe Korngrößenverteilung wie die Verwitterungsböden auf dem Luxemburger Sandstein. Ein geringer Tongehalt (4,5%) fällt mit einer ebenfalls unbedeutenden Mehlsandfraktion (11%) zusammen. Der Sand verteilt sich hauptsächlich auf die für den Luxemburger Sandstein charakteristischen Fraktionen 105 bis 150 und 150 bis 210 Mikron.

Das Solifluktionsmaterial der trunkierten Böden, die noch unter dem äolischen Lehm aufzufinden sind, tritt auch in den flachen Dellen auf «Haed» auf (Abb. 13). In dem bei f-12 gegrabenen Profilloch trifft dieses bereits in einer Tiefe von 36 cm zu. Es ist schwierig herauszufinden, inwieweit der Tongehalt in diesem tonigen Sand durch gegenwärtige pedologische Prozesse erhöht wird, die in diesen Dellen, in denen kein Transport von auffüllendem Material mehr stattfindet, heute nicht unterbleiben werden.

Darüber liegt das gelblich-braune Kolluvium, das nach den Analysen der Schichten von 0 bis 20 und von 20 bis 36 cm aus lehmigem Sand und sandigem Lehm besteht. Der durch Beimischung von äolischem Material entstandene lehmige Charakter der obersten Schicht der umgebenden Böden ist für den relativ hohen Prozentsatz Ton und Mehlsand verantwortlich.

Zwischen der tonhaltigen Solifluktionsschicht und dem darunterliegenden Sandstein erscheint eine 11 cm mächtige Sandschicht (f-12; 72-83), deren Korngrößenverteilung zeigt, daß sie kaum von der normalen Fazies des Luxemburger Sandsteines abweicht. Es erscheint glaubhaft, daß das Solifluktionsmaterial in der Zeit seiner Entstehung infolge seiner korrodierenden Wirkung sich unmittelbar auf dem Sandstein bewegt haben wird. Der Sand darunter ist dann erst nach der Ablagerung der Solifluktionsschicht durch Verwitterung entstanden. Auch hieraus wird die sehr geringe Verwitterungsgeschwindigkeit des Luxemburger Sandsteines deutlich. Bei no-23 wurde ein Profilloch in den kolluvialen lehmigen Sand, dem Talboden entlang, gegraben. Dieses Material stammt vom Schilfsandstein, der sich höher an dem Talhang, am Rande des Kolluviumvorkommens erstreckt. In diesem transportierten Material ist die Sortierung ebenso wie im Schilfsandstein selbst schlecht. Auch die weitere Verteilung zeigt große Übereinstimmung.

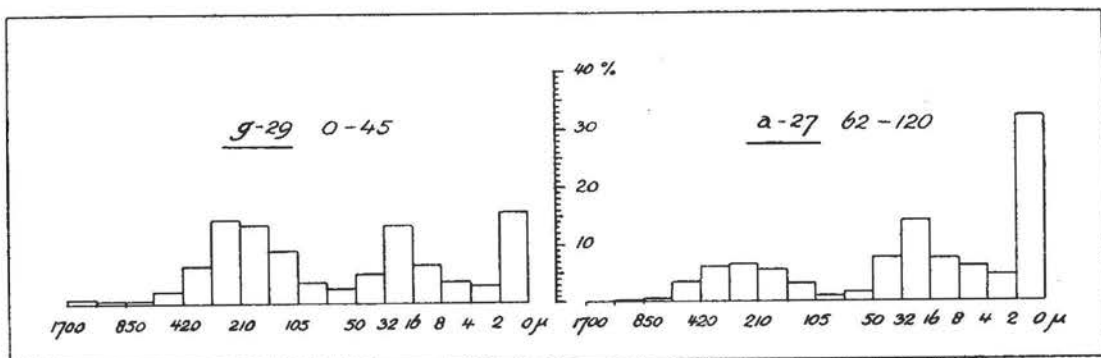


Abb. 11. Zwei Proben des Kolluviums. — Two samples from colluvial deposits.

Probe	Tiefe in cm	Bodentype	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile														P H		humus %	Ca CO ₃ %		
			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
jk 51	0- 62	K				0,1	0,5	6	34,5	35,5	6,5	1,5	4,5	3	1	1	1,5	4,5	5,8	4,9		
	80-120					0,1	0,8	11,5	34	21	4	0,7	1	2,5	1	1	21	5,4	5,4	4,7		
f-12	0- 20	L		0,1	0,1	0,2	0,7	7,5	31	29,5	6	1,5	2,5	7,5	2,5	3	2	6	6,3	6,2		1,5
	20- 36				0,1	0,1	0,4	5	24,5	26	5	1	3,5	11	9	1	1,5	12	6,3	5,8		0,5
	36- 72				0,1	0,2	0,5	6	27,5	27,5	5	0,9	2	6	2,5	3	2	16,5	5	4,6		
	72- 83				0,1	0,1	0,6	8	41	34	5,5	0,8	1	0,4		1,5	2,5	5	5,3	4,8		
no-23	0- 20		0,3	0,2	0,2	0,4	1	6,5	20	23,5	12	4,5	9,5	1,5	4,5	4,5	1,5	10	7,5	6,8		1,1
	20- 45			0,2	0,2	1	1,5	7	23	24,5	9,5	4,5	4	7	1,5	2	3	10,5	7,6	6,8		
	116-125			0,1	0,2	0,5	0,9	3,5	7	5,5	3	2,5	7,5	15	9,5	7	7	30,5	7,4	6,7		
g-29	0- 45		0,8	0,2	0,3	2	6,5	14,5	13,5	9	3,5	2,5	5	13,5	6,5	3,5	3	15,5	7	6,2		0,8
kl-24	40- 50		0,5	0,8	0,8	2	5	10,5	11	7,5	3,5	3	4	8	5,5	3	4,5	29,5	8,1	6,7		
b-16	15- 52	M	1	0,2	0,2	0,3	0,5	1,5	1	0,9	0,8	2	10,5	11	12	10	8	40	7,5	7,1		
a-27	6- 62		0,1	0,1	0,2	0,7	1,5	2	2	1	0,4	0,6	4	11	10,5	7	10	49,5	7,3		2,4	
	62-120			0,3	0,7	3,5	6	6,5	5,5	3	1	1,5	7,5	14	7,5	6	4,5	32	7,7		1,5	0,3

Tabelle 7. Die Korngrößenzusammensetzung der kolluvialen Böden. — Mechanical composition of the colluvial soils.

Probe	Tiefe in cm	Bodentype	Korngrößenzusammensetzung in % der Mineralteile															P H				
			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	150- 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 %
l-25	9- 66	N4	0,2	0,2	0,2	1	1	12	27,5	36	3,5	1	3,5	3,5	2	1,5	1	6	6,9	6,6	2,6	
b-45	7- 28	O5	0,1	0,1	0,1	0,7	2	7	14,5	12,5	2,5	3,5	9,5	14	5,5	4	2,5	22	7,1		6,9	2,1
	28- 60			0,1	0,1	0,5	2	11	23,5	19	6	4	6	10	3	1,5	0,8	13	8,1		0,9	
	60-100			0,1	0,1	0,3	1,5	6,5	10	7,5	4	3	15	9,5	9,5	5,5	3	24,5	7,8	6,8		
j-28	22- 40	P5	0,1	0,2	0,4	0,5	0,8	0,9	0,8	0,7	0,8			7,5	3,5	10	10	64	7,7		2,9	3,7

Tabella 8. Die Korngrößenzusammensetzung der alluvialen Böden. — Mechanical composition of the alluvial soils.

Weiter wurden zwei L-Typenproben der Hangdellen analysiert (Abb. 11, g-29; 0-45). Obwohl der Tongehalt beider Proben verschieden groß ist, zeigen die Resultate, als Folge ihrer gleichartigen Entstehungsweise, doch wohl Übereinstimmung. Das meist charakteristische Merkmal ist die Sandbeimengung, hauptsächlich in der Fraktion 105 bis 420 Mikron. Dieser Sand stammt aus dem Luxemburger Sandstein, in dem die Dellen weiter aufwärts anfangen. Dort wo das Kolluvium die feinkörnigen Verwitterungsprodukte der Lias-, Rhät- und Keupergesteine berührte, wurde Mehlsand und Ton beim Transport mitgeführt.

Schließlich wurden noch einige Proben des tonigen Kolluviums, das sich in den Dellen auf dem Plateau bei Contern befindet, untersucht. Bei b-16 stammt alles kolluviale Material aus den Verwitterungsprodukten der Arietenschichten, von denen es die typische Korngrößenzusammensetzung erhielt. Es ist nicht unmöglich, daß etwas äolisches Material dazu kam. Dasselbe trifft auch für die Delle im Südwesten von Contern zu. In dieser Auffüllung kann außerdem Material auftreten, das den östlichen Hang dieser Delle ebenfalls als Kolluvium bedeckt, und das zum größten Teil vom Luxemburger Sandstein stammt. Tiefer im Profil nimmt dieser Sandeinfluß noch zu (Abb. 11, a-27; 62-120). Ebenso wie im Kolluvium am Hang sind es vor allen Dingen die grobsandigen Bänke dicht unter der Grenze gegen die Arietenschichten, die diesen Sand lieferten, so daß die Spitze in dieser Sandfraktion komplex und breit ist.

Der Einfluß des Muttermaterials und der Vegetation spiegelt sich auch im pH wieder. Wo das aus dem Luxemburger Sandstein kommende Kolluvium schwach sauer ist, reagiert die Dellenauffüllung in den Arietenschichten neutral. Unter dem Einfluß der Gesteine, in denen das Kolluvium sich einschnitt, kann es in den Hangdellen selbst schwachbasisig reagieren.

DIE BÖDEN IN ALLUVIALEM MATERIAL

Vom sehr komplexen Alluvium wurden nur einige Proben untersucht. Obgleich diese Analysen für die Korngrößenverteilung der Talbodenauffüllung nicht maßgebend sind, seien jedoch einige Punkte gegeben, die Allgemeingültigkeit besitzen. Es trifft dies hauptsächlich für den Sand zu, der aus dem Luxemburger Sandstein kommt, so daß die meisten Körner einen Durchmesser von 105 bis 210 Mikron haben. Die Fraktionen kleiner als 50 Mikron werden von den mergeligen Gesteinen dieses Gebietes geliefert, während auch der Einfluß des äolischen Lehmes nicht fehlt.

Die Verhältnisse, in denen die verschiedenen Fraktionen miteinander auftreten, können nicht nur von Ort zu Ort, sondern auch in einem Profil stark wechseln, wie die drei Analysen vom Profilloch bei b-45 zeigen (Abb. 12, b-45; 28-60).

Aus der Bodenkarte wird deutlich, daß wenn keine neue Zufuhr vom Plateau her erfolgt, die Talbodenauffüllung stromabwärts stets toniger wird. Die Analyse einer Probe bei j-28 läßt erkennen, daß dieser Sand völlig fehlen kann (Abb. 12). Die große Ähnlichkeit der Zahlen dieser Probe mit denen der Probe bei gh-30 (Tabelle 5) zeigt, daß es vor allem der Steinmergelkeuper ist, der das Material für den Aufbau des tonreichen Alluviums liefert.

Die untersuchten alluvialen Böden reagieren schwach basisch. Der Humusgehalt kann ziemlich hoch sein.

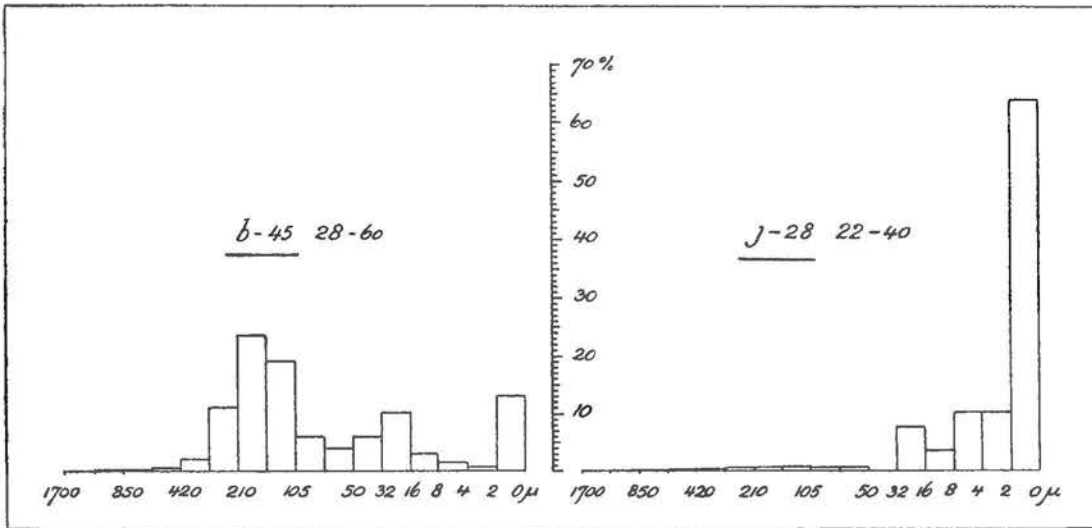


Abb. 12. Zwei Proben des Alluviums. — Two samples from alluvial deposits.

4. ZUSAMMENFASSUNG

Von den meisten Bodentypen wurden Proben genommen, um die Textur der Horizonte bestimmen zu können. Die Resultate zeigen, daß die Lehmlagerungen einen äolischen Charakter besitzen. Sowohl die mehlsandreiche Beimischung der obersten Schicht der Böden auf den Arietenschichten und dem Luxemburger Sandstein, wie auch die Lehmlagerungen auf den Plateaus selbst, zeigen in den Fraktionen von 8 bis 50 Mikron den für den Löss so charakteristischen Gipfel.

Weiterhin konnte durch die Korngrößenzusammensetzung nachgewiesen werden, in wie weit die Eigenschaften der Böden auf dem Luxemburger Sandsteinplateau mit sedimentologischen Unterschieden im Gestein oder mit Beimischung von angeführtem Material, zusammenhängen. Proben der Verwitterungsprodukte der Pylonotenschichten und Arietenschichten, die bzw. unter oder über dem Luxemburger Sandstein liegen und solche von eingelagerten Tonschichten im Luxemburger Sandstein, lieferten ähnliche Analysenresultate, ein Fingerzeig für Ablagerung unter gleichbleibenden sedimentologischen Verhältnissen.

Der geringe Verwitterungsgrad der Gesteine im Tal kennzeichnet sich durch eine so große Bindung der Bodenteilchen, daß eine mechanische Analyse oftmals nicht möglich war. Analysen des Kolluviums, das die Hänge im Südosten von Contern bedeckt, zeigen eine Verteilung des Sandes über die verschiedenen Fraktionen, die nur dann zu erklären ist, wenn man annimmt, daß das Kolluvium kein Produkt von Abspülung durch Regenwasser, sondern von Bodenkriechen ist. Diese Art des Transportes tritt auch im Kolluvium auf den tonreichen Materialien unter dem Luxemburger Sandstein auf, wodurch der Cuestarand durch Untergrabung zum Zurückweichen gezwungen wird.

V. KAPITEL

DIE SCHWERMINERALIEN

1. EINLEITUNG

Für eine nähere Charakterisierung der Verwitterungsprodukte der verschiedenen geologischen Formationen ist die Schwermineralienanalyse nach der Methode EDELMAN's verwendet worden (EDELMAAN 1933, EDELMAAN en DOEGLAS 1933, ZONNEVELD 1946). Bei der Bestimmung sind die Daten von MILLNER (1940), TICKEL (1950) und LARSEN und BERMAN (1934) benutzt worden. Für eine besondere Beschreibung der in diesem Kapitel genannten Mineralien dürfte auf ANTUN (1953), HERMANS (1955) und GULLENTOPS (1952) verwiesen werden.

Es wurden stets 100 Mineralien, einschließlich der opaken, gezählt; danach wurden 100 Mineralien gezählt, ohne die opaken zu berücksichtigen, und zum Schluß 100 Mineralien ohne die opaken noch Alterit. In einem Punkte ist von der in den Niederlanden gebräuchlichen Methode abgewichen worden. An Stelle der Bestimmung der Körner von 50 bis 500 Mikron, ist die Methode angewendet worden, die auch GULLENTOPS (1952), ANTUN (1953) und SCHMITZ (1957) für ihre Schwermineralienuntersuchungen benutzten, d. h. daß Körner kleiner als 50 Mikron mitgezählt wurden. Proben von Material aus der Moutforter Gegend zeigten, daß die kleinsten Körner, die mit dem Mikroskop noch genau bestimmt werden konnten, eine Größe von ca. 30 Mikron besaßen. Beim Dekantieren während der Vorbehandlung wurde die Absetzzeit so gewählt, daß nur die Körner kleiner als 30 Mikron abgeschlämmt wurden.

Diese Arbeitsmethode ist besonders vorteilhaft beim Untersuchen der Schwermineralien der mehlsandigen Verwitterungsprodukte der Mergel des untersuchten Gebietes. In der Tabelle 9 sind zum Vergleich die Ergebnisse der Zählungen der Fraktionen 30 bis 500 Mikron und der von 50 bis 500 Mikron gegenübergestellt. Besonders deutlich ist der Vorteil, den die neue Methode bei der Untersuchung der Arietenschichten bietet. Selbst wenn man große Mengen des mergeligen Materials nach der alten Methode behandelt, bleiben noch nicht genügend nichtalterisierte Körner in der Fraktion von 50 bis 500 Mikron zurück. Es sind nun einmal sehr wenig Körner größer als 50 Mikron im Verwitterungsboden dieser Schichten, mit Ausnahme einiger Alterite, die wahrscheinlich Eisenverbindungen sind, vorhanden. Im Gegensatz dazu sind die Ergebnisse der Fraktion 30 bis 500 Mikron wohl brauchbar, wie auch aus der Tabelle 9 ersichtlich ist.

Die großen vulkanischen Mineralien, die in den oberen Horizonten des Bodens in diesem Gebiete fast immer vorkommen — eine Anzahl davon hat tiefere Horizonte durch Vermengung erreicht — bekommen eine verhältnismäßig viel zu große Bedeutung in einem Material, welches selbst nur sehr wenig Sand enthält. Es besteht dadurch die

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Andalusit	Sillimanit	Disthen	Epidot	Grüne Hornblende	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	
Arietenschichten (Grube Kalleksuewen)			99		7		2												50-500 Mikron
Arietenschichten (Grube Kalleksuewen)		4	23	1	67	2	26	4	×										30-500 Mikron
c-18	40-49	8	41	1	4	1	1									59	16	18	50-500 Mikron
c-18	40-49	5	32	7	47	5	19	1		1			2	3	×	6	4	5	30-500 Mikron
jk-57	15-32	9	28	9	12	4	3	2						1	×	41	14	14	50-500 Mikron
jk-57	15-32	15	23	6	37	9	16	1		3	2			16	3	4	2	2	30-500 Mikron

Tabelle 9. Die Schwerminerale in den Fraktionen 50-500 Mikron und 30-500 Mikron. — The heavy minerals in the 50-500 and the 30-500 micron grades.

Gefahr, daß diese Zahlen falsch verstanden werden. Das ergibt sich aus den Analysen von c-18, 40-49. Selbstverständlich erhält man auch beim Untersuchen der Fraktion 30 bis 500 Mikron nur relative Werte. Zur Charakterisierung feinkörniger Gesteine sind diese aber viel besser geeignet.

Am deutlichsten kommt der Vorteil der abgeänderten Methode bei der Untersuchung der äolischen Ablagerungen dieses Gebietes zum Ausdruck. Werden nämlich von diesem äolischen Lehm ausschließlich die Schwerminerale von 50 bis 500 Mikron untersucht, so bestehen sie zum größten Teil aus vulkanischen Mineralen. Die Korngröße dieser Mineralien variiert von 100 bis 300 Mikron. Ähnliche Verhältnisse fand DE RIDDER (1957) im äolischen Lehm bei «Kapenacker». Auch seine Schlämmanalysen ähneln dem Lehm bei Moutfort sehr. Im Hinblick auf das Überherrschen der vulkanischen Mineralien in der schweren Fraktion, nannte DE RIDDER diesen Lehm «örtlich sehr sauber bewahrten vulkanischen Stoff». Es ist wahrscheinlich, daß eine Untersuchung der Schwerminerale in der Fraktion 30 bis 50 Mikron des Lehmes bei «Kapenacker» den Beweis bringen würde, daß in dieser für Lössablagerungen so typischen Fraktion die vulkanischen Mineralien völlig abwesend sind, wie es im Lehm bei Moutfort der Fall ist. In dieser «Lössfraktion» treten Epidot und grüne Hornblende auf, deren Vorkommen einen Zusammenhang dieses Lehmes mit den Lössablagerungen in den Niederlanden und Belgien vermuten läßt.

2. DIE SCHWERMINERALIEN IN DEN VERWITTERUNGSPRODUKTEN DER MESOZOISCHEN GESTEINE

Die Analysen der mesozoischen Ablagerungen sind in Tabelle 10 nach dem Alter der Gesteine angeordnet worden, so daß die Verwitterungsprodukte des jüngsten Gesteins, der Arietenmergel, am Anfang stehen.

Von allen Muttermaterialien wurden einige Proben untersucht. Sie geben ein globales Bild ihrer Schwermineralienverteilung. Obwohl es sich hier um Verwitterungsmaterial von Gesteinen recht verschiedenen Charakters handelt, fällt die große Ähnlichkeit eines Teiles der Schwermineralienanalysen auf. Im Hinblick auf die Arietenschichten und die Pylonotenschichten braucht uns das kaum zu verwundern. Wie im Kapitel IV gezeigt wurde, sind diese Gesteine unter ungefähr gleichen sedimentologischen Verhältnissen zur Ablagerung gelangt. Der zwischen den Arietenschichten und den Pylonotenschichten liegende Luxemburger Sandstein zeigt einen hohen Turmalin Gehalt. Der Unterschied mit den liegenden und hangenden Schichten ist den Differenzen in der Verteilung der Korngrößen zu verdanken (ZONNEVELD 1946, VAN ANDEL 1951). Diese «granuläre Variation» ist eine Folge der selektiven Wirkung des strömenden Wassers auf Sandkörner, weil das hydraulische Verhalten dieser Teilchen von ihrer Größe, Form und dem spezifischen Gewicht abhängt. Der Turmalin kommt in diesem Gebiet hauptsächlich in Form von großen Körnern vor, im Gegensatz zum Zirkon, der vor allem in den kleineren Fraktionen auftritt. Deshalb wird Zirkon hauptsächlich in feinkörnigen Sedimenten abgelagert, während der Turmalin in den grobkörnigen Ablagerungen eine größere Rolle spielt.

Muttermaterial	Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit
Arietenschichten	Grube Kalleksuewen		4	23	1	67	2	26	4	× 1
	b-13	97-100	6	25	3	64	1	22	9	
	jk-57	60- 70	12	17		69	8	19	4	
Luxemburger Sandstein	n-40	44- 54	1	47	38	37	9	14	1	1
	Grube Medingen		2	31	33	36	10	17	3	1
Pylonotenschichten	jk-12	105-115	3	57	6	59	2	29	2	2
	jk-10	75- 85		50	28	37	13	21	1	
	no-33	30- 40	2	26	5	61	4	25	5	
Rote Tonschiefer	kl-17	30- 40	2	55	9	54	4	24	9	2
	kl-19	30- 40	4	46	17	61	4	11	5	
Rhätsandstein	n-29	87- 97	18	25	3	59	14	17	2	
	Grube Witeschiereg		4	29	11	19	46	24		
	bc-39	40- 60	7	36	7	72	6	14	1	
Schwarze Blättermergel	bei n-18	30- 40	19	17	2	71	4	18	5	
	mn-29	82- 92	6	23	1	72	9	18		
Steinmergelkeuper	n-18	70- 80	9	26	6	58	6	29	1	
	lm-27	60- 70	12	30		80	3	15	2	
Rote Gipsmergel	h-29	40- 50	7	28	3	69	4	21	3	
	o-24	130-140	11	35	10	72	3	15		
Schilfsandstein	lm-26	40- 50	12	51	6	69	5	17	3	
	p-23	35- 45	52	48	10	72		16	2	
	no-24	30- 40	70	53	12	73	1	13	1	

Table 10. Die Schwerminerale in der Fraktion 30-500 Mikron der Verwitterungsprodukte der mesozoischen Schichten. — The heavy minerals in the weathering products of the Mesozoic layers (30-500 micron).

Wie in Kapitel IV schon erwähnt, wird die Sedimentation des Luxemburger Sandsteines ab und zu durch Perioden unterbrochen, in denen die gleichen Sedimentationsbedingungen vorherrschten wie während der Ablagerung der Pylonotenschichten. Eine in diesem feinen Material genommene Probe (jk-12; 105-115), läßt erkennen, daß der Turmalin eine viel geringere Bedeutung besitzt und der Zirkon wieder vorherrscht. Auch diese Tatsachen zeigen, daß es sich nur um eine Verschiebung der mittleren Korngröße des Materials handelt, welche die Unterschiede in der Zusammensetzung der Schwerminerale verursacht.

Die Ergebnisse der Analysen der Verwitterungsprodukte der rhätischen Ablagerungen, nämlich die roten Tone, der Rhätsandstein und die schwarzen Blättermergel zeigen ebenfalls nur geringe Unterschiede. Die roten Tone von kl-19 enthalten etwas mehr Sand und weniger Mehlsand als bei n-29. Der höhere Turmalin Gehalt des Tones der ersten Fundstelle könnte diesen Korngrößenverhältnissen zu verdanken sein. Obwohl der grobkörnigere Rhätsandstein einen hohen Turmalin Gehalt ahnen läßt, scheint dieser im allgemeinen nicht aufzutreten. Die Korngrößenanalyse hat bewiesen, daß der Gewichtsprozentsatz der Fraktion 32 bis 50 Mikron auch dort relativ hoch liegt. Die

vielen Körner dieser Fraktion beeinflussen die Zählung maßgebend. In der ersten Sandprobe der Grube «Witeschbiarg» fällt der hohe Granatgehalt auf. Die Verwitterungsprodukte der schwarzen Blättermergel, des Steinmergelkeupers und der roten Gipsmergel zeigen wieder eine große Übereinstimmung mit den später abgelagerten, feinkörnigeren Sedimenten dieses Gebietes. Auch hier fällt ein hoher Zirkongehalt mit einer viel geringeren Menge Turmalin und Granat zusammen, während Rutil noch verhältnismäßig oft vorkommen kann. Die Schwerminerale der ältesten im untersuchten Gebiet vorkommenden Ablagerung, dem Schilfsandstein, weichen trotz des gröberen Habitus des Sandsteines nicht von denjenigen des mehr feinkörnigen Keupers dieses Gebietes ab. Granat kommt in den Proben dieses Sandes nur sehr wenig vor.

Die kleine Anzahl Schwermineralearten in diesen Muttergesteinen stimmt völlig mit den Beobachtungen anderer Untersucher bei mesozoischen und älteren Sedimentgesteinen überein (Siche u. a. SINDOWSKY 1949). Es ist noch unbekannt, ob die Ursache dieser Erscheinung bei der Diagenese der Ablagerungen, durch die einige Mineralarten verschwinden sollen, zu suchen ist (EDELMAN en DOEGLAS, 1932 und 1934), oder ob das beim Aufbau des Gesteins schon stark verwitterte Material, das fast ausschließlich aus dem resistenten Turmalin, Zirkon und Rutil bestand, verwendet wurde. Die in den Gesteinen auftretenden Tonminerale können auch diese Frage nicht lösen, weil ihre Zusammensetzung und Kristallinität sich während und vielleicht auch nach der Ablagerung ändern können.

Es ist eine interessante Aufgabe, die hierbei gefundenen Zahlen der Verwitterungsprodukte mit denen von ANTUN (1952), der 62 Gesteinsproben aus dem Trias und der Jura am Südostrand der Ardennen auf ihre mineralogische Zusammensetzung untersuchte, zu vergleichen. Er verwendete jedoch nur die sandigen Fazies der Gesteine. Die Reihenfolge seiner Tabelle unterscheidet sich übrigens von der vorhergehenden dadurch, daß die ältesten Gesteine am Anfang stehen. Antuns Analyse des Schilfsandsteines (Km 2) — er nahm auch eine Probe bei Ersange, das 2 km östlich von Moutfort liegt — zeigt eine größere Übereinstimmung mit der des verwitterten Schilfsandsteines von Tabelle 10. Bei beiden ist der Prozentsatz des Granats sehr niedrig, bis weniger als 1%. ANTUN nimmt an, daß die im Keuper vorkommenden Minerale zu einem Teil aus den Ardennen, zum anderen Teil aus südlicher Richtung stammen.

Der Ko 1 in Tabelle 11 ist mit dem sandigen Verwitterungsprodukt des Rhät-sandsteines zu vergleichen. Auch ANTUN findet örtlich einen großen Granatreichtum. Die eingreifenden paläogeographischen Veränderungen in West- und Mitteleuropa zu Beginn des Rhätes spiegeln sich nach diesem Untersucher in den Schwerminerale-verhältnissen des Ko 1 wieder. Neben Zirkon, Turmalin und Rutil beginnen Granat und Staurolith eine Rolle zu spielen. Er betrachtet diese Schwermineralegesellschaft des Rhätes als eine Mischung von triassischen Elementen und neuem Material aus dem Süden. Aus Tabelle 10 erfolgt jedoch klar, daß der Granatgehalt in dem vor dem Rhät abgelagerten Steinmergelkeuper und Roten Gipsmergel genau so hoch sein kann wie der des Rhät-sandsteines. Es sind nicht einmal deutliche Unterschiede zwischen den Schwerminerale-assoziationen der Keuper-, Rhät- und Liasschichten nachzuweisen. Hier zeigt sich wieder, wie vorsichtig man bei Schwermineraleuntersuchungen mit dem Ziehen von paläogeographischen Folgerungen aus nur wenigen Proben sein muß. Erst nachdem man viele

Analysen gemacht hat, wie EDELMAN en DOEGLAS im Tertiär und Quartär der Niederlande (EDELMAN 1953, EDELMAN en DOEGLAS 1933), sind begründete Schlußfolgerungen möglich.

Merkwürdig ist es, daß der Staurolith, den ANTUN in seinen Gesteinen findet, in den Verwitterungsböden nicht vorkommt. Da es unwahrscheinlich ist, daß dieses Mineral während der nachträglichen Verwitterung verschwand, muß man wohl annehmen, daß der Staurolith von Anfang an in den Rhätablagerungen bei Moutfort fehlte.

Strati-graphische Einteilung		Fundort	Turmalin	Zirkon	Rutil	Granat	Anatas	Brookit	Staurolith	Alterit	Opak	Mittlere Diameter in Mikron
Keuper	KM1	Attert	35	31	10	7	17			608	516	200
		Boevange	23	44	9	3	21			149	83	140
		Medernach	21	57	17	×	5			115	51	120
	KM2	Folkendange	7	32	5		56			108	63	100
		Hirtzenhof	15	65	16		4			65	75	180
		Beidweiler	20	48	14	2	10	6		119	12	120
		Hirtzenhof	15	79	5		1			180	112	60-300
Keuper-Rhétien	KO1	Ersange	13	63	14		9	1		118	118	70
		Bridel	24	37	15	16	5	2	1	28	66	200
	LI1	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
		Marbehan	21	37	24	7	2		×	224	52	70
		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
LI2-3	Metzert	11	45	12	4	27	1	×	88	13	60	
	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		×	198	68	85		

Tabelle 11. Die Schwerminerale in einigen mesozoischen Gesteinen in Luxemburg (Fraktion 30-500 Mikron). (Nach Antun). — The heavy minerals in some Mesozoic rocks in Luxembourg (30-500 micron). (After Antun).

Die Schwermineralegesellschaften des Lias zeigen nach ANTUN große Übereinstimmung mit denen des Trias. Der Staurolith, den er im Luxemburger Sandstein (Li 2) findet, soll aus dem Vogesensandstein der Eifel stammen. Im sandigen Verwitterungsprodukt des Luxemburger Sandsteines wird dieses Mineral jedoch nicht angetroffen. Im allgemeinen soll das Rheinische Schiefergebirge das Material, das zum Aufbau dieses Sandsteines diente, geliefert haben.

3. DIE VULKANISCHE ASSOZIATION

In größeren Teilen Deutschlands, Belgiens, Frankreichs und Luxemburgs sind Mineralien vulkanischen Ursprungs mit Oberflächenmaterial vermischt worden. Diese Gruppe von Schwermineralien ist wohl mit Recht mit dem Eifelvulkanismus in Zusammenhang gebracht worden. Man hat diesem Eifelvulkanismus bereits zahlreiche Untersuchungen gewidmet. Die Verbreitung obengenannter Mineralien über so große Flächen ist der Maartätigkeit, der jüngsten Äußerung des Eifelvulkanismus zu verdanken. Im allgemeinen nimmt man an, daß die Maartätigkeit am Ende des Würmglazials, nämlich vom Beginn der Allerödzeit bis zum Anfang des Präboreals stattgefunden hat. Die vulkanische Provinz (LARUELLE 1955), ist in mehrere Assoziationen einzuteilen. Die bekannteste vulkanische Mineralgesellschaft dieser Art in Deutschland entstand durch die Eruptionstätigkeit des Laacher Sees (AHRENS und VON BÜLOW 1934, SINDOWSKY 1938, FRECHEN 1953). Das Alter des Materials dieser Eruption konnte u. a. durch die Pollenanalyse bestimmt werden (FRECHEN und STRAKA 1950, FIRBAS 1954). Es handelt sich hier um einen Staubregen, der nordöstlich, östlich und südöstlich vom Laacher See fiel. Augit ist in dieser Schwermineraliengesellschaft weitaus das wichtigste Mineral. Weiterhin sind basaltische Hornblende, Titanit und Apatit in diesen Tuffen vertreten. Bei der Verbreitung über große Flächen ändern sich die Prozentsätze, in denen die Mineralien vorkommen, nicht nennenswert. Deswegen soll man vorsichtig sein, wenn man Unterschiede in den Schwermineralien zweier vulkanischer Ablagerungen mit Hilfe von Korngrößendifferenzen erklären will. STRAKA datierte einige kleinere Maarausbrüche in der Vulkaneifel (STRAKA 1952 und 1957). Er fand Mineralarten, die in Luxemburg nicht auftreten.

Die vulkanische Assoziation aus der Gegend von Moutfort ist schon in mehreren Publikationen angeführt worden. In dieser Gesellschaft kommen basaltische Hornblende, Augit und Titanit vor, meistens im Verhältnis von ungefähr 2 : 1 : 1. Eine Beschreibung dieser Mineralien findet man bei GULLENTOPS (1952).

Diese vulkanische Mineralgesellschaft wurde von GULLENTOPS (1952 und 1954), BOURGUIGNON (1953), TAVERNIER und LARUELLE (1953) in Belgien gefunden. VAN ANDEL (1950) traf dieselbe in rezenten Flußablagerungen der mittleren und oberen Mosel und in ihren luxemburgischen Nebenflüssen an. HERMANS (1955) wies nach, daß sie im Ösling regelmäßig auftritt. Sie erscheint auch in einigen Ablagerungen der Mosel (KREMER 1954, DE RIDDER 1957). Während einer Physisch-Geographischen Exkursion unter Leitung von BAKKER wurde diese basaltische Hornblende-Augit-Titanit-Assoziation auch stellenweise im Odenwald angetroffen, während weiter östlich eine der Laachersee-Assoziation ähnliche Mineralgesellschaft gefunden wurde. Eine Publikation darüber wird noch erscheinen. Die Gebiete der basaltischen Hornblende-Augit-Titanit-Gesellschaft liegen, soweit jetzt bekannt ist, hauptsächlich westlich und südlich der Eifel. In den rezenten Flußablagerungen östlich der Eifel fand VAN ANDEL ebenfalls Augit, basaltische Hornblende und Titanit. Hier herrscht der Augit vor. Auch sind dessen Körner, ihrem Mittelwert nach, größer als die der basaltischen Hornblende und des Titanits. In Luxemburg ist das letztere nicht der Fall. Man hat mit einer anderen Mineralgesellschaft zu tun, sei es auch, daß dieser Unterschied nicht durch Differenzen in den Komponenten bedingt ist, sondern nur durch die Verhältnisse in denen sie vorkommen.

Aus der Verbreitung der basaltischen Hornblende-Augit-Titanit-Gesellschaft wird deutlich, daß die Windrichtung während der Eruption, die diese Mineralgesellschaft auswarf, nördlich und östlich war. Selbstverständlich sagt das übrigens nichts über die sonst vorherrschenden Windrichtungen, da die Maareruptionen nur einen kleinen Zeitraum in Anspruch genommen haben. So brauchen die Windrichtungen, die aus den vulkanischen Staubablagerungen abgeleitet werden können, überhaupt nicht übereinzustimmen mit den vorherrschenden Windrichtungen, die auf andere Weise, wie zum Beispiel aus der Untersuchung der Verbreitung äolischen Materials, für die betreffende Periode im selben Gebiet bestimmt wurden.

Die in Luxemburg auftretende Mineralgesellschaft konnte bis jetzt noch nicht durch pollenanalytische Untersuchungen zeitlich eingeordnet werden. KREMER (1954) wies nach, daß die basaltische Hornblende-Augit-Titanit-Assoziation zum ersten Male im Hochflutbett der mittleren Mosel auftritt.

Das Hochflutbett ist jünger als die Niederterrasse, die im Würmglazial gebildet wurde. KREMER nimmt an, daß das Hochflutbett erst nach der Allerödzeit, also am Ausgang des Würmglazials, entstand. SCHMITZ (1957) legte auf Grund des Auftretens derselben vulkanischen Assoziation zeitliche Übereinstimmung zwischen dem Hochflutbett der Sauer in Luxemburg und dem der Mosel. Wohl fand er diese vulkanischen Mineralien auch in älteren Terrassenablagerungen der Sauer wieder. Er konnte jedoch feststellen, daß sie nur auf den obersten Teil dieser Ablagerungen beschränkt sind, während in größerer Tiefe der vulkanische Einfluß abnahm. Deswegen kann man seiner Anschauung, daß dieser Zustand durch Mischung des auf die Terrassen gewehten vulkanischen Staubes mit dem Terrassenmaterial verursacht wurde, beistimmen. Die Terrassen der Sauer, die älter sind als das Hochflutbett, sind somit auch älter als die jüngsten vulkanischen Eruptionen.

SCHMITZ stellte diesbezüglich die folgenden Punkte auf:

a. «Immer wird die Kombination: basaltische Hornblende-Augit-Titanit in «ungefähr denselben Verhältnissen gefunden. Niemals tritt eine andere Kombination, «wie zum Beispiel die Diopsid-Augit (KREMER 1955), auf. Diese letzte stellt eine ältere «Eruption dar, welche in den Flußablagerungen der untersten Mittelterrasse der Mosel «vorkommt.»

b. «Die Assoziation: basaltische Hornblende-Augit-Titanit kommt am häufigsten «in den Ablagerungen des Hochflutbettes vor. In den älteren Terrassenablagerungen «werden keine vulkanischen Mineralien angetroffen.»

c. «Die Solifluktsdecke auf der Dirbaachterrasse besitzt nur in den oberen «Schichten einen größeren Reichtum an vulkanischen Mineralien. Die vulkanische «Ablagerung ist also jünger als die Solifluktsdecke, die wahrscheinlich als Würm «datiert werden muß.»

Auf Grund dieser Untersuchungen — auch hier fehlt die Diopsid-Augit-Gesellschaft — wurde für das Gebiet bei Moutfort angenommen, daß die dort gefundenen vulkanischen Mineralien ungefähr auf der Grenze Pleistozän-Holozän zur Ablagerung gekommen sind.

HERMANS (1955) vermutete, daß die Hypersthene, die in kleinen Mengen in seinen Proben auftreten, ebenfalls vulkanischen Ursprungs sind. Das seltenere Vorkommen dieses Minerals schreibt er der Vorbehandlung mit Säuren zu, durch welche die Hypersthene aufgelöst sein sollten. Dieses würde auch für Apatit, eine Komponente der durch den Laacher See ausgestoßenen Mineralgesellschaft, gelten.

Um feststellen zu können, ob die eben genannten Mineralien auch bei Moutfort vorkommen, wurde die Vorbehandlung einiger Proben abgeändert. Am Anfang wurde versucht, die Proben ohne Behandlung mit Säuren zu analysieren. Die Eisenhäutchen um die Körner erschwerten jedoch ihre Bestimmung. Mit K. KLINKENBERG zusammen wurde deshalb eine Methode entwickelt, bei der die Eisenhäutchen durch Behandlung mit Natriumdithionit entfernt wurden. Die mikroskopische Untersuchung der so behandelten Präparate zeigte aber, daß Apatit gar nicht und Hypersthen in Konzentrationen kleiner als 1% vorhanden war. Es soll aber bemerkt werden, daß die Möglichkeit des Verschwindens dieser Mineralien durch nachträgliche Verwitterung nicht ausgeschlossen ist.

4. DIE SCHWERMINERALIEN IM ÄOLISCHEN LEHM

Neben der Schwermineralienzusammensetzung der Verwitterungsprodukte der mesozoischen Gesteine werden auch die des Lehm untersucht. Angenommen wird, daß der Lehm äolisch abgelagert wurde (für das Vorkommen dieses Lehm vergleiche man Kapitel III). Die Resultate der Lehmanalysen sind in der Tabelle 12 zusammengefaßt. Neben Zirkon, Turmalin und Rutil tritt im Lehm auch Granat auf. Das Bemerkenswerteste ist jedoch das Vorkommen von Epidot, grüner Hornblende und Staurolith, Mineralien, die im Muttermaterial (C-Horizonte) der mesozoischen Gesteine dieses Gebietes nicht gefunden werden. Die Resultate stimmen mit denen von VAN DOORMAAL (1945) und von VINK (1949), die ebenfalls die Fraktion 30 bis 500 Mikron unter-

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolit	Andalusit	Sillimanit	Disthen	Chloritoid	Epidot	Grüne Hornblende	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit
lm-46	10-20	18	16	5	43	8	14	3		3					15	2	4	1	2
	34-70	21	18	3	47	9	12	3	×	3		1			17	3	1	1	×
jk-57	15-32	15	23	6	37	9	16	1		3	2				16	3	4	2	2
	32-53	21	20	2	43	6	22	3		5	1	1			12	3	1	×	1
l-55	5-27	14	15	2	58	4	17	2						×	8	1	5	×	3
	60-70	23	13		62	3	15	5		2					11	1	×	×	1
mn-49	20-37	24	21	3	45	5	10	3		2			1		19	2	6	2	2
	37-72	25	19	5	40	8	9	2	×	3		1	1		26	3	1		1
lm-54	15-28	15	18	1	51	3	16	4		1					12	2	4	1	5
	40-50	12	28	7	48	4	15	3		2					16	2	2	×	1

Tabelle 12. Die Schwermineralien in der Fraktion 30-500 Mikron des äolischen Lehm. — The heavy minerals in the 30-500 micron grade of the wind-blown deposits.

suchten für den Würm-löss der Niederlande, überein. Nur ist der Granatgehalt im Luxemburgischen äolischen Lehm niedriger. Diese äolische Ablagerung kann in gewissem Sinn auch mit den Lössablagerungen Belgiens, die wieder eine Verwandtschaft mit der A- und X-Provinz EDELMAN's in den Niederlanden zeigen, (GULLENTOPS 1952) (Tabelle 14), verglichen werden. Die Unterschiede im Granat- und Rutilgehalt des belgischen Lösses und der niederländischen A- und X-Provinzen hängen nach GULLENTOPS damit zusammen, daß von EDELMAN's A- und X-Provinzen nur Körner größer als 50 Mikron untersucht wurden, während GULLENTOPS auch kleinere Körner mitzählte. Deshalb nimmt der feinkörnige Rutil an Wichtigkeit zu. Der Granat ist gewöhnlich so grobkörnig, daß Löss im allgemeinen nur wenige Exemplare davon enthält.

Auf Grund dieser Übereinstimmung in der Schwermineraliengesellschaft kann man annehmen, daß der äolische Lehm bei Moutfort mit dem Löss in Belgien zusammenhängt. Wohl ist der Gehalt an Epidot, grüner Hornblende und Staurolith im allgemeinen niedriger als in den durch GULLENTOPS beschriebenen Proben. Zieht man aber den längeren Weg, des Lehmes, der in Luxemburg abgelagert wurde in Betracht, so könnte das damit auf einfache Weise erklärt werden. Die Mineralien, die der Wind beim Beginn seines Weges mitnimmt, wie die Epidote und grünen Hornblendes, deren Ursprungsgebiete im Norden liegen, sollten dann unterwegs mehr und mehr durch lokale Mineralien ersetzt worden sein. Die breiten Flußebenen der verwilderten Flüsse (GULLENTOPS 1952, WEIDENBACH 1952 und HÖHL 1958) und die großen Gebiete mit intensiver Solifluktion (DÜCKER 1937) lieferten das Material dafür. Es braucht also nicht zu verwundern, daß diese Mineralien auf ihrem Weg nach Luxemburg allmählich durch Zirkon, Turmalin und Rutil, die der Wind auch unterwegs noch aufnehmen konnte, zurückgedrängt wurden.

Die Proben von Tabelle 12 konnten nicht einem reinen Löss entnommen werden, weil die Ablagerung so dünn ist, daß in der nach der Sedimentation verstrichenen Zeit über die ganze Tiefe Bodenbildung stattgefunden hat. Ein C-Horizont fehlt hier also. Deswegen ist es nicht ausgeschlossen, daß der Gehalt an Epidot, grüner Hornblende und Staurolith ursprünglich größer war und durch nachträgliche Verwitterung während der Bodenbildungsperiode kleiner wurde, bzw. ganz verschwand. Eine derartige Entwicklung beschreibt BAKKER (1958) für Surinam, wo unter tropischem Hochwald auf Granit der Epidot anscheinend schnell verschwindet, was zur Folge hat, daß örtlich bis 100% Zirkon in der schweren Fraktion zurückbleibt. GULLENTOPS (1952) meint jedoch, daß dieses für die Bodenbildung im Riss-Interglazial und Holozän im belgischen Löss nicht zutreffen würde. Die von ihm untersuchten A- und B-Horizonte dieser Böden unterscheiden sich in mineralogischer Hinsicht nicht von den C-Horizonten. Das Fehlen von C-Horizonten im äolischen Lehm bei Moutfort erschwert eine klare Beurteilung dieses Problems sehr. Rezente Untersuchungen von Lössprofilen aus Deutschland (Odenwald, Spessart, Frankenland), die anlässlich der schon erwähnten Physisch-Geographischen Exkursion der Universität von Amsterdam im Jahre 1958 ausgeführt wurden, lassen jedoch vermuten, daß die Bodenbildung im Löss den Epidotgehalt abnehmen läßt.

Der äolische Lehm kommt nicht nur als zusammenhängende Sonderschicht auf den Plateaus vor, sondern vielfach ist er mit den obersten Horizonten der Plateauböden vermischt, was besonders bei den Luxemburger Sandsteinböden deutlich hervortritt. Anders ist es jedoch mit den Böden im Tal der Syr. Die Korngrößenanalysen dieser Böden

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Sillimanit	Epidot	Grüne Hornblende	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit
kl-17	0-20	4	49	7	64	6	19	1							
ef-33	0-20	28	37	4	74	4	14	2	1						
i-26	0-10	44	48	4	78	6	11	1					1		
gh-30	0-20	33	26	4	63	1	15	2		1	1		5	4	4
hi-29	0-20	41	42	10	54	2	10	2	×		1	2	11	4	4
lm-27	10-20	45	44	7	61	4	14	1	1	1	2	1	5	2	1
hi-29	0-15	38	39	9	56	5	13	2			1		8	4	2

Tabelle 13. Die Schwermineralienzusammensetzung einiger Oberflächenproben der Talböden (30-500 Mikron). — The heavy minerals of some samples of the valley soils (30-500 micron).

zeigen einen hohen Mehlsandgehalt, aber dieser könnte bereits im mergeligen Muttergestein vorhanden gewesen sein. Um mehr Sicherheit darüber zu erhalten, wurden von einer Reihe Oberflächenproben des Talbodens die Schwerminerale bestimmt. Hierbei wird von dem Gedanken ausgegangen, daß Lössbeimengung sich durch das Auftreten von Epidot und grüner Hornblende kennbar machen würde (Tabelle 13).

Die Proben wurden an solchen Stellen genommen, wo die Oberfläche nicht mit kolluvialem Material bedeckt und die holozäne Erosion wenig aktiv gewesen ist (man vergleiche auch Kapitel III). Durch das Fehlen von Epidot und grüner Hornblende wird deutlich, daß äolischer Lehm, von dem angenommen wird, daß er ursprünglich im Tal anwesend war, hier jetzt fast nicht mehr auftritt. Dies weist darauf hin, daß Denudation der Hangböden, viel mehr als die der Plateauböden, während und nach der äolischen Sedimentation aktiv gewesen ist.

Datierung.

Anfänglich hatte es den Anschein, daß der äolische Lehm und die vulkanischen Mineralien gleichzeitig abgelagert wären. Durch die Einordnung der vulkanischen Eruptionen in das Ende des Pleistozäns würden demzufolge auch die äolischen Ablagerungen datiert sein. Die vulkanischen Mineralien kommen nämlich im ganzen Lehmprofil, in nach unten ungefähr gleichbleibenden Verhältnissen zu den andern Mineralien vor (man vergleiche die Analysen einer Anzahl Lehmproben in Tabelle 14). Deutlichkeithalber wurde die Fraktion 50 bis 500 Mikron an Stelle der von 30 bis 500 Mikron untersucht. Nimmt man an, daß der Schwermineraliengehalt der Sandfraktionen des Lehmes im A-Horizont ebenso groß ist wie im B-Horizont, dann hat es tatsächlich den Anschein, daß der B-Horizont ungefähr ebensoviel vulkanische Mineralien enthält wie der A-Horizont. Das Vorhandensein der vulkanischen Mineralien im ganzen Profil verführte DE RIDDER dazu, sich wie folgt über die äolischen Ablagerungen, die er u. a. bei «Kapenacker» fand, und die höchstwahrscheinlich mit dem äolischen Lehm bei Moutfort zu vergleichen sind, zu äußern: «Die Resultate dieser Untersuchungen haben ergeben, daß die sog. «Lehme der Hochflächen im Moselgebiet vulkanische Staubablagerungen sind, die von «pleistozänen Eruptionen der Eifelvulkane herrühren». Diese Auffassung ist kaum annehmbar.

Um das Vorkommen der vulkanischen Mineralien im äolischen Lehm genauer zu untersuchen, wurde der Prozentsatz Schwermineralien, der im Sand des A- und B-Horizontes enthalten ist, durch Wiegen bestimmt. Dabei ergab sich, daß der Sand im A-Horizont viel mehr Schwermineralien enthält als der vom B-Horizont, außerdem zeigten die Korngrößenanalysen, daß der A-Horizont sandiger ist als der B-Horizont. Der A-Horizont ist nicht nur reicher an Vulkanmineralien, sondern auch an Zirkon, Turmalin, Rutil und Granat. Um hierüber Sicherheit zu erhalten werden von drei Lehmprofilen, sowohl vom A-, wie auch vom B-Horizont, je 10 Gramm Boden abgewogen. Diese Mengen wurden einer normalen Vorbehandlung unterzogen, nur daß sie nicht dekantiert, aber dafür durch ein 0,075 mm-Sieb naß durchgeseibt wurden. Dann wurden die Proben in Bromoform getrennt und nachher *alle* Mineralien dieser Schwermineralienpräparate gezählt. Die Resultate sind in Tabelle 14 angegeben.

Probe	Tiefe in cm	% vulkanische Mineralien der schweren Fraktion von 50-500 Mikron	Gewichtsproz. der Fraktion 50-500 Mikron des Gesamtbodens	Gewichtsproz. d. schweren Fraktion von 50-500 Mikron des Gesamtbodens	Anzahl Schwermineralien von 75-500 Mikron in 10 Gramm des Gesamtbodens	Anzahl determinierbarer Schwermineralien von 75-500 Mikron in 10 Gramm des Gesamtbodens	Anzahl vulkanischer Mineralien in 10 Gramm des Gesamtbodens
jk-57	15-32	69	18,5	0,18	721	586	448
	32-53	73	6,9	0,08	109	83	56
hi-10	14-38	45	35,3	0,12	448	386	295
	38-55	53	28,7	0,04	116	78	45
l-55	5-27	53	20	0,24	995	860	296
	60-70	61	8,9	0,12	248	151	48

Tabelle 14. Das Vorkommen der vulkanischen Mineralien im äolischen Lehm. — The occurrence of volcanic minerals in the wind-blown deposits.

Die Abnahme der vulkanischen Mineralien nach unten ist deutlich. Die vulkanischen Mineralien wurden später als der äolische Lehm abgelagert. Die Abnahme der anderen Schwermineralien ist nur teilweise aus dem niedrigeren Sandgehalt des B-Horizontes zu erklären. Es ist jedoch sehr gut möglich, daß der Sand, der sich gleichzeitig mit dem Lehm ablagerte und der aus den gelbroten Böden, die man jetzt noch unter dem Lehm findet, ausgeweht wurde, einen niedrigeren Schwermineraliengehalt hat als der Sand, der sich seitdem als Staubsand mit dem oberen Horizont vermischt. Die homogenisierende Wirkung von Vegetation und Waldrodung waren bis jetzt noch nicht imstande, die vulkanischen- und anderen Schwermineralien völlig mit dem Lehm zu vermischen.

Mit Hilfe der Schwermineralien wurde eine Korrelation des äolischen Lehmes mit den Lössablagerungen, deren Alter bekannt ist, versucht. Vergleicht man die Zählungen der schweren Fraktionen des äolischen Lehmes mit der Tabelle 15, die GULLENTOPS

als Mittelwerte des von ihm untersuchten Lösses in Belgien aufstellte, dann sieht man, daß eine große Übereinstimmung in der Verteilung der Schwerminerale des äolischen Lehmes bei Moutfort und der untersten Lössdecke von Rocourt in Hesbaye besteht. In beiden Ablagerungen ist der Epidotgehalt viel höher als der der grünen Hornblende. Nur der Granatgehalt im Lehm bei Moutfort ist größer, während die vulkanischen Mineralien in diesem Lehm einer späteren Beimischung zu verdanken sind.

	Tourmaline	Zirkon	Rutile	Grenat	Staurotide	Epidote	Hornblende	Autres
Loess de la Hesbaye Occidentale .. (Landen) (Brabantien)	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
(Brabantien et Hesbayen)								
Loess inférieur de Rocourt	8,7	30	19	0,3	5,8	25,7	9,8	1,7
(Hennuyen)								
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
Sous-sol des Tailles	20	56,2	23					0,8
(Ordovicien et Dévonien altéré)								
Groupe A de M. Edelman (1933)	2	8	2	31	2	27	24	4
Groupe X de M. Edelman (1933)	3	15	12	4	1	54	3	8

Tabelle 15. Die Schwermineralienzusammensetzung einiger äolischer Ablagerungen in Belgien nach Gullentops), (Fraktion 30-500 Mikron). — The heavy mineral composition of some Belgian aeolian deposits (after Gullentops), (30-500 micron).

Dieser «loess inférieur» soll nach GULLENTOPS eine Ablagerung aus dem vorletzten Glazial (Riss) sein; auf diesem Löss entwickelte sich ein Boden, der von interglazialen Alter (Eemien) ist. Dieser Untersucher sagt außerdem von diesem Löss: «Par sa «localisation limitée à des endroits peu érodés, ce limon est nettement distinct des loess «ultérieurs, qui recouvrent presque entièrement la Moyenne Belgique».

Der äolische Lehm auf dem «Plateau des Tailles», das Luxemburg viel näher liegt als Rocourt, hat, wie man in Tabelle 15 sehen kann, eine Zusammensetzung, die ungefähr dieselbe ist wie der «loess supérieur» von Rocourt, mit dem Unterschied, daß durch einen längeren Transportabstand mehr Zirkon, Turmalin und Rutil, die aus nördlicher Richtung stammenden Mineralien ersetzt haben. Auch dieses äolische Material soll würmglazialen Alters sein.

Die Untersuchungen von SCHMITZ (1957) über die Sauerterrassen in Luxemburg, scheinen das Riss-Altertum des äolischen Materials bestätigen zu können. SCHMITZ fand eine plötzliche Epidot-Zunahme in einer seiner Terrassen: «Es ist deutlich, daß die Fluß-«ablagerungen der Dirbaachterrasse einen hohen Prozentgehalt Epidot besitzen. In den «Ablagerungen der höher gelegenen «Kuebendell»-terrasse tritt auch Epidot auf, aber

«in kleineren Anzahlen; in den niedriger liegenden Terrassen ist der Epidotgehalt sehr gering, oder nihil. Dadurch ist es möglich, die «Dirbaach»-terrasse sowohl nach oben als auch nach unten, abzugrenzen. Genannter Epidotgehalt bedeutet wahrscheinlich «Vermischung mit Löss. Die epidothaltigen Ablagerungen sind im Vergleich mit anderen sehr fein. Die Feinheit des Materials fällt bereits beim mikroskopischen Studium der Schwermineralien auf. Doch auch aus den Korngrößenanalysen von 18 Proben, die sowohl im Solifluktionsmaterial als auch im Flußmaterial genommen wurden, scheint, daß ein hoher Epidotgehalt mit einem hohen Gewichtsprozentsatz in der Fraktion 16 bis 63 Mikron zusammengeht. Die maximale Korngröße der Epidotkörner scheint bei 48 Mikron zu liegen. Die Mehrzahl der Körner liegt innerhalb der Lössfraktion. Das Ganze weist also auf Mischung der «Dirbaach»-terrasseablagerungen mit Löss hin.»

Auffällig ist die Übereinstimmung der Schwermineralienanalysen des äolischen Lehmes bei Moutfort und des äolischen Materials in der «Dirbaach»-terrasse, vom Oberlauf der Sauer. Jedoch sind einige Unterschiede vorhanden. Das Auftreten der grünen Hornblende in der Tabelle von SCHMITZ zeigt keinen Zusammenhang mit dem von Epidot. Auch ist der Rutil- und Granatgehalt der «Dirbaach»-terrasse niedriger als der des äolischen Lehmes bei Moutfort. Man soll jedoch nicht vergessen, daß man es im ersten Fall mit Flußsedimentation und im zweiten mit einer äolischen Ablagerung zu tun hat. Auf Grund morphologischer Übereinstimmung glaubt SCHMITZ nun, die «Dirbaach»-terrasse mit der unteren Mittelterrasse der Mosel, die nach KREMER aus dem Riss stammt, parallelisieren zu können.

Würde die Bedeckung mit äolischem Material aus der Riss-Eiszeit stammen, so folgt daraus die Annahme, daß die Solifluktion während des Würmglazials auf den Plateaus äußerst gering gewesen sein muß. Wohl findet man in den untiefen Dellen auf den Plateaus bei Moutfort Solifluktionsmaterial. Die Korngrößenanalysen zeigen jedoch, daß die äolische Fraktion 8-50 Mikron so gut wie abwesend ist. Das Solifluktionsmaterial wird bedeckt von nicht solifluiertem, wenigstens zum Teil holozänen Kolluvium, in dem wohl eine äolische Komponente anwesend ist. Die Periode der Solifluktion der Sandböden liegt also vor der Lehmablagerung (Abb. 13).

Eine weitere Untersuchung ist vielleicht notwendig um den äolischen Lehm datieren zu können. Möglich ist es, daß dabei deutlich wird, daß die nachträgliche Verwitterung doch einige Mineralien verschwinden lassen kann. Es ist auch nicht ausgeschlossen, daß durch Unterschiede in den Ablagerungsverhältnissen die Epidot- und grüne Hornblendekonzentrationen nicht immer zusammenfallen. Von diesem Gesichtspunkt aus ist es beachtenswert, daß DE RIDDER im äolischen Lehm bei «Kapenacker», in dem er die Fraktion 50 bis 500 Mikron auf den Schwermineraliengehalt untersuchte, manchmal eine beträchtliche Menge grüne Hornblende antraf, die jedoch in anderen Lehmproben völlig fehlte. Schließlich darf man nicht vergessen, daß die Körner kleiner als ungefähr 30 Mikron sich der Beobachtung entziehen, wodurch es unmöglich ist, die ganze Schwermineralienzusammensetzung des äolischen Lehmes zu kennen.

Es sei darauf hingewiesen, daß es nach J. P. BAKKER (mündliche Mitteilung) sehr gut möglich ist, daß wenigstens ein Teil des äolischen Lehmes ein höheres Alter als Riss hat und mit Hochflächenlehmen in anderen Teilen Luxemburgs in Zusammenhang steht.

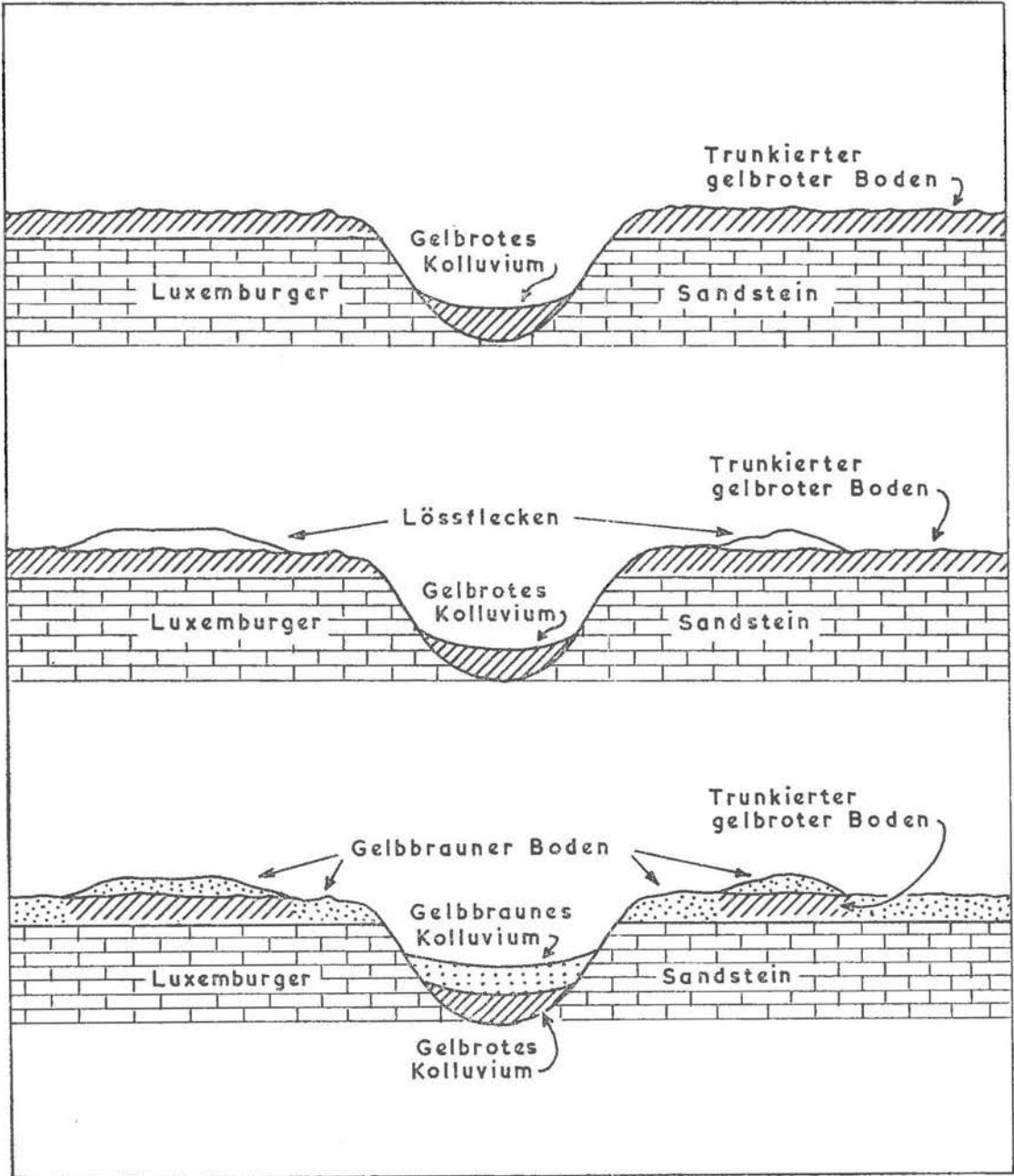


Abb. 13. Die Entwicklung der Böden und des Kolluviums auf dem Luxemburger Sandsteinplateau. — The truncated yellow red soil under the aeolian deposits and the yellow red colluvial material in the dry gullies on the plateaus.

5. DIE VULKANISCHEN MINERALIEN UND DIE ABTRAGUNG

Nach den Eruptionen am Ende des Pleistozäns war die Landschaft bei Moutfort mit einer dünnen Schicht vulkanischen Staubes bedeckt. Während des Holozäns blieb die Landschaft nicht unverändert. An der einen Stelle wird Material weggeführt, an der anderen wieder abgelagert. Es ist deutlich, daß die vulkanischen Mineralien wertvolle Hinweise über die holozäne Denudation und Sedimentation verschaffen können.

Um dieses zu untersuchen, wurden an zahlreichen Stellen im Gelände Proben genommen. Da es ausschließlich um das Vorhandensein vulkanischer Mineralien und nicht um die Schwermineralienassoziationen im allgemeinen ging, wurde nicht, wie im vorigen Abschnitt, die Fraktion 30-500 Mikron untersucht, sondern nur die Fraktion 50 bis 500 Mikron, in die alle vulkanischen Mineralien fallen. Der Hauptgrund, daß hier von der vorher angewandten Methode abgewichen wurde, ist der, daß die vulkanischen Mineralien in Hinsicht auf die zahlreichen Zirkon- und Rutilkörner in der Fraktion 30 bis 50 Mikron, so gut wie ganz verschwinden.

Im vierten Teil dieses Kapitels wurde gezeigt, daß die übliche Methode leicht zu Irrtümern führen kann. Um sicher zu gehen, wurde deswegen bei jeder Analyse auch der Gesamtgehalt an vulkanischen Mineralien in 5 Gramm der lufttrockenen Bodenprobe bestimmt.

DIE PLATEAUBÖDEN

Die Tiefe des Vorkommens der vulkanischen Mineralien.

Wenn man die basaltische Hornblende, den Augit und den Titanit beim Bestimmen von Denudation und Sedimentation dieses Gebietes verwenden will, so darf nicht vergessen werden, daß diese Mineralien nicht mehr wie es kurz nach der Ablagerung der Fall war, ausschließlich an der Oberfläche liegen. Während des Holozäns haben sie sich auch im Untergrund verbreitet. Um nachweisen zu können bis zu welcher Tiefe der vulkanische Staub im Boden vorkommt, wurden in einer Anzahl Bodenprofilen die Schwermineralien untersucht. Diese Profillöcher wurden an Stellen gegraben, für welche es wahrscheinlich ist, daß die Abtragung, die selbstverständlich die Mächtigkeit des Vorkommens wesentlich beeinflußt hat, so gering als möglich war. Aus der Tabelle 16 erfolgt zunächst, daß der Einfluß vulkanischer Mineralien in den Sandböden in einer Tiefe von ca. 50 bis 60 cm so gut wie aufhört. Da, wo die Verwitterungsschicht dünner ist, kommen diese Mineralien bis auf das Muttergestein vor. Das Auftreten dieser Mineralien in den Böden auf den Arietenschichten beschränkt sich auf eine Schicht von etwa 20 bis 30 cm mächtig (Tabelle 17).

Es fragt sich, welches die Gründe sind, daß sich die Mineralien nach unten bewegen. Man könnte sich vorstellen, daß Solifluktion oder eine andere Form des Massentransportes hier ihren Einfluß geltend gemacht haben. Es ist jedoch unwahrscheinlich, daß nach Ablagerung von basaltischer Hornblende, Augit und Titanit eine Periode

Probe	Tiefe in cm																Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials	
		Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Sillimanit	Epidot	Grüne Hornblende	Hypersthen	Basaltische Hornblende	Augit		Titanit
ij-10	15-25	7	40	22	30	6	10	1	1									145
	35-60	3	42	21	18	6	16	2		1	2							89
	62-113	3	60	24	35	8	14	8										3
j-15	15-20	4	40	22	43	4	13	3	×									97
	55-65	2	43	32	39	7	13	2			1							11
	65-80	3	42	9	63	6	20	2										2
jk-10	0-17	1	34	26	28	2	13	3										140
	17-50	2	23	26	27	6	11	1			1							123
	50-75	4	55	29	46	4	18	3										3
n-40	75-85		50	28	37	13	21	1										3
	0- 5	5	38	13	43	3	8	1			2							118
	26-44	2	45	25	28	9	6											58
	44-54	1	48	35	34	9	12	1		×								14

Tabelle 16. Tiefe des Vorkommens der vulkanischen Minerale in den Böden des Luxemburger Sandsteines (Fraktion 50-500 Mikron). — Depth of the occurrence of the volcanic minerals in the sandy soils on the plateaus (50-500 micron).

herrschte, in der periglaziale Erscheinungen intensiv genug gewesen sind, um Solifluktion auf den beinahe horizontal liegenden Plateauteilen zu ermöglichen. Für eine andere Art des Massentransportes so wie Bodenfließen, für den ein ständig gefrorener Untergrund nicht notwendig ist, liegt das Gebiet ebenfalls zu flach. Obendrein zeigen die Bodenprofile keine Spuren von Bodenbewegung.

Höchstwahrscheinlich sind die vulkanischen Mineralien durch homogenisierende Einflüsse von Flora und Fauna und durch Waldrodung mit den oberen Schichten vermischt, wie dieses auch in den Böden der Niederlande und Surinams stattfindet (HOEKSEMA 1953, TSUNEO TAMURA, RITCHIE, SWANSON and HANNA 1957, RITCHIE, COLBY, SWANSON, TSUNEO TAMURA 1957, BAKKER 1958, BAKKER und MÜLLER 1957). Bodenteilchen fallen in die ehemaligen Wurzelgänge, während durch die Aktivität der Würmer usw. Material nach oben und unten transportiert wird. Ein Fingerzeig für eine auf diese Art vor sich gegangene Mischung ist das Vorkommen vulkanischer Mineralien im Sand, der die durch Lösungsprozesse erweiterte Klüfte im Luxemburger Sandstein unter untiefen Böden auffüllt. Wie es sich aber aus dem Studium der Bodenentwicklung des Sandes auf den Plateaus ergibt, muß die heterogenisierende Wirkung der Bodenbildung im allgemeinen stärker als die homogenisierenden Einflüsse gewesen sein.

Im Ösling erscheinen die vulkanischen Mineralien auch am häufigsten im obersten Horizont der Bodenprofile. HERMANS beschreibt dies folgendermaßen: «l'association «volcanique est prépondérante dans les horizons supérieurs des profils du sol, elle va en

«diminuant vers le bas, tandis que le zircon, la tourmaline et le rutile augmentent en proportion de cette décroissance. L'épaisseur de la couche supérieure, renfermant une association volcanique plus ou moins pure, dépasse rarement 100 cm; dans la plupart des cas elle n'excède pas 30 cm.»

SCHMITZ stellte dasselbe für die vertikale Verbreitung der vulkanischen Mineralien in den Terrassenablagerungen der Sauer fest. Seiner Tabelle nach ist die Tiefe des Vorkommens vulkanischer Mineralien in den Sauerterrassen im allgemeinen größer als auf den Plateaus bei Moutfort. Die Mischung war dort wahrscheinlich auch mehr eine Folge des Massentransportes, wie beim Kolluvium, das die Hangdellen des Syrtales auffüllt.

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Staurolith	Epidot	Grüne Hornblende	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	Hypersthen	Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials
c-19	5-20	8	23	2	11	1	2	1	1		48	18	16		125
	20-30	8	28		4	1	2				51	22	20		20
	40-50	7	16	3	5		1				47	26	18	×	1
d-21	0-15	8	19	1	8	1	3		2	1	44	18	22		99
	28-42	12	21	4	6	2	1				52	21	14		8
	42-66	3	34		6		2				53	19	20		8
ab-16	5-15	2	28	3	7				1		45	23	21		127
	35-45	6	17	3	15	3	1				42	21	15	×	12
	50-60	3	26	2	8	2	1				49	19	19		2
f-22	5-20	11	19	1	3		1		2		57	22	14		118
	24-36	7	24		3	1					59	17	20		24
	43-52	3	23	2	5	2	2				48	21	20		11
b-24	0-15	9	33	4	7	1					58	16	14		38
c-9	5-15	7	26	5	8	2	1				46	21	17		46

Tabelle 17. Die Schwermineralienzusammensetzung einiger Proben des Arietenschichtenplateaus (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in some soils on the Arietenlayers plateau (50-500 micron).

Das Plateau.

In Tabelle 18 findet man eine Reihe Schwermineralanalysen von Proben, die an der Oberfläche der Plateaus genommen wurden. Vergleicht man diese Zahlen mit denjenigen des Talbodens (Tabelle 19), so fällt der große Unterschied sofort auf. Die Zahlen der Hochflächenböden scheinen darauf hinzuweisen, daß hier entweder eine sehr gleichmäßige, oder, was viel wahrscheinlicher ist, fast gar keine Abtragung seit der Ablagerung der vulkanischen Mineralgesellschaft stattgefunden hat.

Die Sandböden, die durch ihre Lage in der Nähe der Dellen am leichtesten erodiert werden konnten, — die geringe Dicke ist übrigens ein Beweis dafür — haben in den obersten Horizonten noch ungefähr ebensoviel basaltische Hornblende, Augit und Titanit wie die übrigen Sandböden auf den Plateaus. Dieses Ergebnis war zu erwarten. Das Regenwasser kann nämlich auf diesen Sandböden nicht oberflächlich abfließen, sondern versickert in diese durchlässigen Böden. Dazu sind die Hänge nicht steil genug, und das Material ist nicht geeignet um das Auftreten des Bodenfließens zu ermöglichen.

Probe	Tiefe in cm												Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials			
		Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Staurolith	Epidot	Grüne Hornblende	Hypersthen		Basaltische Hornblende	Augit	Titanit
f-13	0-20	5	41	27	27	1	10	1		2			18	6	7	177
	40-50	3	32	31	30	4	16	1					12	4	2	88
ij-16	5-10	2	59	14	29	3	11	2		1		1	19	10	10	126
e-9	10-20	2	49	26	29	1	12	1	1	×	1		15	8	6	148
ef-45	5-20	3	38	30	28	4	12						15	4	7	123
f-18	5-20	4	53	21	32	6	14	1		2	1		12	5	6	92
jk-45	0-10	8	30	10	36	3	11			2			21	10	7	127
h-39	0-10	2	39	20	33	3	7						18	9	10	113
ab-36	5-15	6	33	13	43	4	7			3	1		18	9	2	107
bc-33	0-15	4	41	17	50	4	13				×	1	10	2	3	130
f-26	5-15	1	44	18	42	1	9						15	7	8	155
gh-25	5-15	3	48	22	34	2	12	2		1	×		16	4	7	127
kl-12	0-10	2	49	14	32	5	7						22	14	6	164
k-14	0-10	2	51	16	39	4	10						17	8	6	153

Tabelle 18. Die Schwermineralienzusammensetzung einiger Oberflächenproben des Luxemburger Sandsteinplateaus (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals of some surface samples of the Luxemburger Sandsteinplateau (50-500 micron).

Auch die Zahlen der Tabelle 18 zeigen, daß die Verwitterung des Luxemburger Sandsteines ein äußerst langsam verlaufender Prozeß ist. Obwohl vermutlich während des Holozäns beinahe kein Material abgeführt worden ist, sind die Böden an vielen Stellen nicht mächtiger als 10 bis 20 cm. Die relative Ruhe des Bodens im Hinblick auf die Abtragung kann man übrigens auch aus dieser Tabelle ableiten, aus welcher zu erschen ist, daß die Tiefe des Vorkommens vulkanischer Mineralien in den untiefen Böden in der Nähe der Dellen sich nicht von denen in den tieferen Böden des Plateaus unterscheiden (f-13; 40-50). Die Bodenzerstörung auf den Arietenschichten scheint, im Vergleich mit derjenigen im Tal, ebenfalls gering zu sein. Doch ist ein deutlicher Unterschied mit den

Bodenprofilen auf dem Luxemburger Sandstein festzustellen. Während auf dem Luxemburger Sandstein ein ungefähr gleichbleibender Gehalt vulkanischer Schwermineralien meist eine Tiefe von 50 bis 60 cm erreicht, bleibt dieser im Bereich der Arietenschichten auf einer Tiefe von etwa 20 bis 25 cm beschränkt. Diese Tatsache macht es nicht unwahrscheinlich, daß auf den Arietenschichten die Abtragung etwa 20 bis 30 cm stärker war als auf dem Luxemburger Sandstein.

Die Dellenhänge.

Die den Hängen der tief eingeschnittenen Dellen entnommenen Proben (jk-45 und h-39), wo die Neigung ca. 30 Grad beträgt, zeigen ebenfalls einen sehr hohen Prozentsatz an basaltischer Hornblende, Augit und Titanit. Gerade bei dieser Hangneigung, die für die Richtersche Denudationsböschung charakteristisch ist (LEHMANN 1933; BAKKER und LE HEUX 1952), ist es sehr wahrscheinlich, daß die Materialmenge, die von oben zugeführt wird, mit gleicher Transportgeschwindigkeit nach unten weggeführt wird. Die abgeführten vulkanischen Schwermineralien werden dann immer wieder zugeführt.

Der Schichtstufenrand.

Es folgen einige Analysen des Cuestarandes. Im allgemeinen könnte man hier eine intensive Abtragung erwarten. Die Proben ab-36, bc-33, f-26 und gh-25 wurden auf dem Stufenrand im Osten und Süden von Contern genommen. Der Cuestarand besitzt hier eine kammähnliche Form, weil sowohl die westliche wie auch die östliche Seite ziemlich steil ist. Auf Grund ihrer Gestalt wäre anzunehmen, daß dieser Kamm einer größeren Denudation als andere Teile des Sandsteinplateaus unterliegt. Das ist auch der Fall, denn die Böden sind hier im allgemeinen sehr dünn. Materialzufuhr, wie auf den Dellenhängen, ist hier völlig ausgeschlossen. Nach den vielen vulkanischen Mineralien in diesen Proben zu urteilen, muß man jedoch schließen, daß die holozäne Abtragung selbst auf diesen dafür so günstigen Plätzen, besonders im Hinblick auf die Talbodenverhältnisse, keine allzu große Bedeutung hat. Auch an den obersten Teilen des hier sehr steilen Stufenrandes im Osten des «Haed«-plateaus (Probennummer kl-12 und k-14), ist die vulkanische Assoziation völlig vorhanden. Diese Stellen wurden speziell wegen der dort anscheinend so schnellen Abtragung am Rande der Steilstufe ausgesucht.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß, wie die ungleichen Mächtigkeiten der Bodenprofile zeigen, die Abtragung des Luxemburger Sandsteinplateaus nicht überall gleich ist (Kapitel III). Doch weist im allgemeinen das Noch-Vorhandensein hoher Gehalte an vulkanischen Schwermineralien auf eine geringe holozäne Denudation hin.

DIE TALBÖDEN

Auf den steilsten Teilen der Talhänge, soweit sie nicht mit einer dünnen Schicht Kolluvium bedeckt sind, fehlen die vulkanischen Mineralien fast ganz, wie die Zahlen der kl-17, kl-19, ef-33, i-26, h-35 und cd-36 entnommenen Proben zeigen.

Das an der Oberfläche der undurchlässigen Böden abfließende Regenwasser ist zum größten Teil für diese holozäne Erosion verantwortlich zu machen. Auf den meisten Stellen sind die steilen Hänge an den oberen Teilen der Talwände, mit einer dünnen Schicht Kolluvium bedeckt. Nur an den Stellen, die nicht direkt unter dem cuestabilen Luxemburger Sandstein liegen, oder die an die Dellen in der Talwand grenzen, fehlt das Kolluvium und sie zeigen auch Spuren holozäner Erosion durch abströmendes Regenwasser. Im folgenden Kapitel wird gezeigt, daß das Kolluvium, das die meisten steilen Hänge bedeckt, holozänen Alters ist.

An den weniger steilen Hängen des unteren Teiles der Talwände, die sich beinahe ausschließlich im Steinmergelkeuper befinden, sind auf Grund der Mächtigkeit der Verwitterungsschicht zwei Bodentypen unterschieden worden. Die dünne Verwitterungsdecke (Gd-böden) trifft man auf den höchsten Teilen der Talsperne an (man vergleiche Kapitel III).

Der Bodentyp mit der mächtigsten Verwitterungsschicht (Gc-böden), kommt in den Hangdellen und dem Talboden entlang vor. Diese Verwitterungsschicht kann jedoch teilweise mit von höheren Teilen stammendem Material durch Bodenfließen angereichert sein. Die Zahlen der Tabelle 19 zeigen, daß der Einfluß der holozänen Abtragung sowohl der Gd-böden (gh-30, fg-32, de-37 und e-36) als der Gc-böden (h-29, lm-27, cd-39, hi-39 und gh-35) ziemlich stark und ebenso groß war wie an den steileren Hangteilen unmittelbar unter dem Luxemburger Sandstein.

Probe	Tiefe in cm												Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials					
		Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Sillimanit	Epidot		Grüne Hornblende	Hypersthen	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit
kl-17	0-20	2	43	8	56	7	24	3	1						1	×	×	15
kl-19	0-20	8	36	9	54	6	21	2				1			4	×	3	16
ef-33	0-20	9	23	6	52	17	18	2	×						3	2		8
i-26	0-10	13	29	7	51	14	19	4							1	2	2	12
h-35	0-15	22	38	5	59	4	16	2	1		1	1			6	3	2	9
cd-36	0-15	17	32	7	56	8	20	3				1			3	1	1	15
gh-30	0-20	13	40	5	39	1	16	1							24	9	5	14
fg-32	0-15	32	24	5	29	6	14	2	1			1			23	9	9	12
de-37	0-15	8	37	7	32	4	16	1	1			1		1	21	8	9	18
e-36	0-20	17	29	3	39	2	14								20	12	10	4
h-29	0-20	12	19	4	27	3	9						1		33	15	8	10
lm-27	10-20	8	40	5	36	4	10								29	10	6	9
cd-39	5-20	9	41	2	42	9	18	1				1			16	8	3	12
hi-29	0-20	12	26	4	41	8	12								19	9	7	13
gh-35	0-10	23	37	6	33	9	15	2							17	9	9	12

Tabelle 19. Die Schwermineralienzusammensetzung einiger Oberflächenproben der Talböden (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals of some surface samples of the valley soils (50-500 micron).

Im Gegensatz zu den Plateaus und den Hängen des cuestabildenden Sandsteines zeigen die Talwände also deutliche Spuren holozäner Erosion. Das Zurückweichen des Cuestarandes ist unter gemäßigten Klimaverhältnissen eine Folge von Ausräumung der unter dem Luxemburger Sandstein liegenden undurchlässigen Schichten, wodurch der Cuestarand untergraben wird.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß es unwahrscheinlich ist, daß der Wind an den Stellen, wo Material abgetragen wurde, wieder viele vulkanische Mineralien ablagerte, weil sonst die Böden im Syrtal auch eine größere Anzahl dieser Mineralien besitzen würden. Obwohl der äolische Transport auf den Plateaus auch jetzt noch zu beobachten ist, wird der beigemischte Sand in den Böden auf den Arietenschichten doch größtenteils pleistozänen Alters sein.

6. DIE VULKANISCHEN MINERALIEN UND DIE SEDIMENTATION

Gegen Ende des Pleistozäns und zu Beginn des Holozäns war die Landschaft bei Moutfort mit einer dünnen Schicht vulkanischen Staubes bedeckt. Das Material, das während des Holozäns durch die verschiedenen denudativen Agentia weggeführt wurde, war also durch diese vulkanische Assoziation gekennzeichnet. An vielen Stellen kam dieses Material als Alluvium und Kolluvium wieder zur Ablagerung. Das während des Holozäns abgelagerte Alluvium und Kolluvium unterscheidet sich von dem vor dieser Zeit sedimentierten Material dadurch, daß die holozänen Ablagerungen neben den Mineralien aus den mesozoischen Gesteinen, basaltische Hornblende, Augit und Titanit, enthalten. Untersucht man nun das Alluvium und Kolluvium auf ihre schwermineralogische Zusammensetzung, so kann eine Trennung zwischen pleistozänem und holozänem Material ausgeführt werden. In dieser Weise ist es möglich, eine Einsicht über das ungefähre Maß der Ablagerung dieser Materiale während des Holozäns zu erhalten.

Weil es bei dieser Untersuchung ebenfalls um das Vorhandensein vulkanischer Mineralien und nicht um die ganze Assoziation ging, wurde nur die Fraktion von 50 bis 500 Mikron auf Schwermineralien untersucht.

DAS ALLUVIUM

An fünf Stellen wurden Proben im Alluvium, das den Talboden auffüllt, genommen. An allen fünf Stellen wurde die Untergrenze des holozänen Alluviums nicht erreicht, wie das aus Tabelle 20 zu lesen ist. Selbst bei b-45, ganz am Anfang des Tales bei Syren, kommt auf 1,20 m Tiefe kein Material ohne vulkanische Mineralien vor. In größeren Tiefen wurden keine Proben genommen. Das hohe Grundwasserniveau machte das Graben von Profillöchern, die für das Entnehmen von Proben geeignet waren, unmöglich.

Während des Holozäns fand also in diesem Ursprungsgebiet der Syr Auffüllung statt, ein weiterer Beweis für die geringe Rolle, die der Fluß beim Zurückweichen des Schichtstufenrandes spielt. Bei j-28 ist mit dem Ton nur sehr wenig Sand abgelagert. Deswegen fehlt auch die vulkanische Mineralgesellschaft fast ganz.

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Epidot	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials
b-45	120-125	3	35	14	43	11	8	1	4	10	4	5	47
l-25	110-120	6	32	12	48	8	12	1	2	11	3	3	53
dc-41	120-125	8	28	8	37	6	8	2	2	22	7	8	38
m-24	115-125	7	37	11	39	9	8	1	1	19	5	7	51
n-22	110-125	16	45	4	41	5	13	2	3	13	6	8	29
j-28	30- 40	8	27	6	48	9	11	2	1	12	5	6	1
	120-125	12	38	4	51	4	13		2	14	7	5	

Tabelle 20. Die Schwerminerale im Alluvium (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in the alluvial deposits (50-500 micron).

DAS KOLLUVIUM

Nach seinem Vorkommen in der Landschaft kann man das Kolluvium in drei Typen einteilen, nämlich das Kolluvium in den Plateaudellen, das Kolluvium in den Dellen der Talhänge und das Kolluvium auf den Talhängen selbst.

Das Kolluvium in den Plateaudellen.

Im untersuchten Gebiet befinden sich Plateaudellen sowohl in den Arietenschichten, wie auch in dem Luxemburger Sandstein. Nur zwei Dellen entwickelten sich vollkommen in den Arietenschichten, die anderen liegen im Luxemburger Sandstein oder auf der Grenze von Arietenschichten und Luxemburger Sandstein.

Ein Profil in der Delle bei b-16 sah wie folgt aus:

- 0-50 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, kolluvialer, mehlsandig-toniger Lehm. 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröckelig.
- 50 cm Halbverwitterter Arietenmergel. Obergrenze graduell und regelmäßig.

Aus den Zählungen der Schwerminerale in Tabelle 21 wird ersichtlich, daß die vulkanischen Mineralien von oben nach unten im Profil, wo das kolluviale Material mit dem Arietenmergel gemischt ist, vorkommen. Diese Dellenauffüllung ist holozänen Alters, weil durch Homogenisierung die vulkanischen Mineralien nur bis in eine Tiefe von 20 bis 30 cm gemischt sein können, wie es in den Böden in der Nähe dieser Dellen

der Fall ist. Die folgende Beschreibung stammt aus einem Profilloch in der großen Delle im Süden von Contern. Außer tonigen Verwitterungsprodukten der Arietenschichten enthält diese Delle auch sandiges Material von dem steilen Hang an der Ostseite, dort wo der Luxemburger Sandstein an die Oberfläche gelangt.

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Epidot	Grüne Hornblende	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials
b-16	45- 50	6	17	1	21	3	4	1		1	2		37	9	21	195
a-13	25- 35	9	21	2	24	5	6	2			2	1	36	10	12	98
	65- 70	12	30	4	30	7	8	1	×		2		32	8	8	122
a-27	60- 70	12	29	6	35	6	12	2			2		23	8	6	87
	115-120	7	27	7	38	5	10	1	1		2	×	26	6	4	114

Tabelle 21. Die Schwerminerale im Kolluvium der Plateaudellen in den Arietenschichten (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in the colluvial deposits of the gullies in the Arietenlayers (50-500 micron).

ab-27.

- 0-7 cm Dunkelbrauner, kolluvialer, mehlsandiger Ton. 10 YR 3/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröckelig.
- 7-60 cm Dunkelgelblich-brauner, kolluvialer, mehlsandiger Ton. 10 YR 4/4. Viele deutliche, kleine, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. (Gley). Kräftig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröckelig, klebrig. Bis 2 mm große Eisen- und Mangan-konkretionen. Obergrenze deutlich und eben.
- 60->120 cm Unterscheidet sich nur dadurch von dem Horizont von 7 bis 60 cm, daß er sandiger ist (toniger Lehm).

Die holozäne Auffüllung dieser Delle beträgt bereits mehr als 1,20 m. Bis in diese Tiefe werden die vulkanischen Mineralien angetroffen. Die Untergrenze des holozänen Kolluviums konnte nicht festgestellt werden. Der Grundwasserspiegel liegt hier so hoch, daß es nicht unmöglich ist, daß in sehr feuchten Zeiten Wasser oberflächlich abfließt und dabei lockeres Material mitführt, was der Auffüllung dieser Delle entgegenwirken wird.

Das sandige und lehmige Kolluvium in den Plateaudellen des Luxemburger Sandsteines liefert interessantere Ergebnisse. In einer Anzahl Profillöchern in diesen Dellen war es nämlich möglich, die Grenze zwischen pleistozänem und holozänem

Material festzustellen, aber nur in den kleineren, untiefen Dellen und am Anfang der großen Dellen. Es folgen die Beschreibungen einiger dieser Profillöcher, um einen Vergleich der Schwermineralienanalysen zu erleichtern.

l-43.

- 0-5 cm Schwarzer, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 2/1. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröckelig.
- 5-22 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben.
- 22-46 cm Gelblich-brauner lehmiger Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben.
- 46-60 cm Übergangshorizont.
- 60->120 cm Gelbroter sandiger Lehm. 5 YR 5/6. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröckelig. Bis 10 cm große, abgerundete Stücke von Sandstein, ganz dunkelrötlich-braun bis dunkelbraun, oder mit einer gefärbten Rinde. 5 YR 3/4 - 7,5 YR 4/4. Obergrenze graduell und eben.

f-12.

- 0-20 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Weich.
- 20-36 cm Hellgelblich-brauner, sandiger Lehm. 10 YR 6/4. Einzelkornstruktur. Weich. Obergrenze abrupt und wellenförmig.
- 36-72 cm Gelbroter sandiger Lehm. 5 YR 5/8. Schwach entwickelte, mitteldickplattige Struktur. Ziemlich hart. Einige bis 8 cm große, abgerundete Stücke von Sandstein, entweder kalkhaltig oder mit einer Eisenrinde umgeben. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 72->100 cm Kräftig brauner Sand. 7,5 YR 5/8. Einzelkornstruktur. Locker. Wenige abgerundete Stücke von Sandstein. Obergrenze graduell und wellenförmig.

k-45.

- 0-10 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/4. Einzelkornstruktur. Locker.
- 10-62 cm Gelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben.
- 62-72 cm Kräftig-brauner, lehmiger Sand. 7,5 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze graduell und wellenförmig.
- 72->120 cm Gelbroter sandiger Lehm. 5 YR 4/6. Schwach entwickelte, dünnplattige Struktur. Abgerundete Stücke von Sandstein mit dunkelrötlich-brauner Eisenrinde. 5 YR 3/4. Obergrenze graduell und eben.

Der gelbrote, tonhaltige Sand unten in diesen Profilen enthält keine vulkanischen Mineralien. Der Sand ist also kolluviales Material pleistozänen Alters. Die in dem Sand vorkommenden Stücke von Sandstein geben ihm den Charakter einer Solifluktionsablagerung. Da Solifluktion nur unter periglazialen klimatologischen Verhältnissen stattfinden kann, deutet die Morphologie dieser Schicht ebenfalls auf ein pleistozänes Alter (Abb. 13).

Im gelbbraunen Sand, der auf dem gelbroten Material liegt, kommen nach Tabelle 22 wohl basaltische Hornblende, Augit und Titanit vor. Im allgemeinen ist dieser Sand von holozänem Alter, aber man muß auch hier wie bei den Böden auf den Plateaus eine Mengzone von ca. 50 cm zwischen pleistozänem und holozänem Material berücksichtigen. Diese Zone wäre natürlich mächtiger, wenn das Material durch Massentransport vermischt wäre. Der für Solifluktion notwendige Permafrostboden ist während des Holozäns jedoch niemals anwesend gewesen und für eine Form von Massentransport, die unter gemäßigten klimatologischen Verhältnissen möglich ist, ist die Neigung des Bodens der Dellen zu gering und das Material nicht geeignet.

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Staurolith	Sillimanit	Chloritoid	Epidot	Grüne Hornblende	Hypersthen	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials
l-43	0-5	2	40	13	15		5								38	19	10	196
	5-22	13	22	11	15	1	10	1	1					1	33	12	15	221
	25-45	5	24	20	27	1	7	1							27	7	9	179
	46-60	3	53	22	52	5	12	1							4	1	3	6
f-12	60-70	3	50	35	47	3	12	3										1
	10-17	4	40	23	25	4	11	1	1	3	1	1	2		17	3	8	143
	25-35	1	45	21	22	7	17	3			1		2		15	4	8	80
	60-70	4	60	31	33	13	16	3				1			1	1	1	2
k-45	72-80	1	62	34	39	11	13	3										—
	20-40	3	35	9	30	5	15					1			21	11	8	163
	40-50	2	27	8	24	3	16	1			1	1			16	16	14	182
	62-72	6	34	14	52	2	18	1				2			5	3	3	59
	90-100	5	25	6	68	3	20	3										5

Tabelle 22. Die Schwermineralien im Kolluvium der untiefen Plateaudellen im Luxemburger Sandstein (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in the deposits of the gullies in the Luxemburger Sandstein (50-500 micron).

Je weiter man sich vom Anfang der Delle entfernt, je tiefer kommt die Grenze zwischen pleistozänem und holozänem Kolluvium zu liegen, sodaß diese in den Profilöchern nicht mehr erreicht wurde. Ein Beispiel davon ist folgendes Profil.

jk-38.

- 0-10 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, lehmiger Sand. 10 YR 4/3. Einzelkornstruktur. Weich.
- 10-53 cm Gelblich-brauner Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Locker. Obergrenze deutlich und eben.
- 53-120 cm Gelblich-brauner, lehmiger Sand. 10 YR 5/6. Einzelkornstruktur. Weich. Viele, deutliche, große, wenig scharf umgrenzte, kräftig-braune Flecken. 7,5 YR 5/6. Obergrenze graduell und eben.

In Tabelle 23 wurden die Schwermineralienanalysen dieser und ähnlicher Profile zusammengestellt. Die vulkanischen Mineralien treten bis zu einer Tiefe von mehr als 1,20 m auf. Das pleistozäne Material liegt noch darunter. Die Profilentwicklung bei jk-38, die für die Böden in den Plateaudellen im Luxemburger Sandstein repräsentativ ist, beschränkt sich auf etwas dunklere Flecken im B-Horizont. Verglichen mit den Sandböden auf den Plateaus ist diese Bodenbildung sehr jung, was ohne Zweifel durch die stets noch stattfindende Auffüllung dieser Delle verursacht wird. Das lockere Material dieser Auffüllung wurde bei den steileren Dellenwänden durch das abfließende Regenwasser mitgeführt. Zwar scheint die Abtragung auf den Dellenwänden geringfügig zu sein, diese Wände sind hier jedoch so hoch, daß per Wandoberflächeninhalt nur verhältnismäßig wenig Material auf dem Dellenboden abgelagert zu werden braucht, um eine Erhöhung von mehr als 1,20 m zu bewerkstelligen.

Ist der Sand auf dem Boden der Dellen abgelagert, dann wird kein weiterer Transport mehr folgen. Eine Bodenentwicklung wie sie bei jk-38 im Kolluvium gefunden wurde, deutet auf Ruhe. Bewegung des Materials in den Dellen durch Bodenfließen

Probe	Tiefe in cm															Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials				
		Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Chloritoid	Epidot	Glaukophan	Grüne Hornblende	Hypersthen		Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	
jk-38	45-53	5	26	12	33	4	8	2	1	1			2			1	19	5	12	223
	70-80	3	32	8	27	2	10			1							24	18	10	168
	120-125	3	20	7	24	4	8	1					2			×	36	8	10	207
j/jk-43	60-70	4	18	2	28	2	2	1					1			1	36	14	13	249
	115-120	5	43	19	33	6	9	2									13	11	7	227
i-40	120-125	3	25	9	16	3	7	1					1				30	18	15	195
hi/i-40	120-125	3	37	9	17	2	9	2									34	16	11	213
hi-54	100-110	17	23	5	43	3	10	4	1	1	1		3				17	8	4	179
fg-51	100-110	5	18	7	26	4	8						3	1		1	29	11	10	157
ef-48	115-120	11	21	5	42	9	7	2		1			1		2		23	4	3	157

Tabelle 23. Die Schwermineralien im Kolluvium der tiefen Plateaudellen im Luxemburger Sandstein (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in the colluvial deposits of the dry valleys in the Luxemburger Sandstein (50-500 micron).

würde infolge stetiger Mischung und Umlagerung eine derartige Profilentwicklung nicht ermöglichen. Auch die Materialabfuhr durch fließendes Wasser fehlt völlig. Das Niederschlagswasser sickert zu schnell in den durchlässigen Sand ein, um eine Rinne bilden zu können. Es kommt meistens erst am Dellenausgang als Quelle zum Vorschein. Diese Plateaudellen sind in den Wäldern von «Buchholz», aber auch auf «Haed», wo alles Bauland ist, anzutreffen. Obwohl es wahrscheinlich wäre, daß die Entwicklung von «Haed» seinen Einfluß auf die Menge und den Charakter des Kolluviums haben würde, weil das Ackerland, das einen Teil des Jahres brach liegt, schneller abgetragen werden könnte, ist dies in den Profilen nicht zum Ausdruck gekommen. Anders als in anderen Gebieten (Maréchal 1955), unterscheiden sich Wald und Ackerland bei der Lieferung von kolluvialem Material nicht.

Der Grundriß der Verbreitung der Plateaudellen.

Wie bereits oben angeführt, werden die Plateaudellen aufgefüllt, weil in dem sandigen Material das Niederschlagswasser so schnell einsickert, daß es sich nicht über einen größeren Abstand an der Oberfläche bewegen kann. Die Bildung der Dellen soll also in einer Zeit stattgefunden haben, in der das Wasser nicht in den Boden hineindringen konnte, d. h. unter periglazialen klimatologischen Verhältnissen. Der Untergrund war dann bis in eine gewisse Tiefe gefroren, wodurch Regen- und Schmelzwasser oberflächlich abfließen konnten. Die Schneeschmelze im Frühjahr konnte zu erodierenden Schmelzwasserströmen geführt haben. Außerdem war es die Solifluktion, die in jener Periglazialzeit arbeitete. Die Rolle, die diese beiden Agentia bei der Dellenbildung spielten, wird noch behandelt werden.

Die Richtung der Dellen drängt die Vermutung auf, daß bei ihrer ersten Bildung die Kalklösung an den Klüften in dem Luxemburger Sandstein von wesentlicher Bedeutung gewesen ist. So zeigt z. B. die Delle im Süden von Medingen senkrecht zueinander stehende Teile, für die schwierig eine andere Erklärung zu finden wäre. Durch die Kalklösung bei den Klüften entstehen an der Oberfläche des Sandsteines niedriger liegende Zonen. Dies kann an einigen Stellen in «Jongholz» festgestellt werden. Diese niedrigeren Zonen waren besonders geeignet, um durch Solifluktionsströme zu Dellen umgebildet zu werden. Die Dellen entstanden also erst in periglazialer Zeit. Es ist möglich, daß einige Dellen im Luxemburger Sandstein von den Arietenschichten, die früher den Luxemburger Sandstein bedeckten, auf diesen übertragen wurden. Auch können einige Dellen im Luxemburger Sandstein, im besonderen die kurzen Dellen, direkt durch Solifluktionwirkung gebildet sein.

An vielen Stellen im Syrtal kommt eine Quelle gerade am Ausgang der Plateaudellen an die Oberfläche. Nach der Definition einer Delle geht diese damit zu Ende und geht dann in ein Tal über. Der Austrittspunkt der Quelle bildet also die Grenze zwischen Delle und Tal. In dieser Quelle kommt das Wasser, das sich im lockeren Material der Delle gesammelt hat und unterirdisch abfloß, zu Tage. Das Einzugsgebiet der Quelle streckt sich jedoch über ein größeres Gebiet aus. Der Platz der Quelle ist nicht in allen Fällen durch die Dellenlage bestimmt. Dieses ist nur der Fall an den Stellen, wo die Dellen bis auf die undurchlässigen Schichten unter dem Luxemburger Sandstein ein-

geschnitten sind und selbst dann noch nicht immer, denn in Karstgebieten wird die Stelle, an der das versickerte Wasser austritt, nicht durch die Oberflächentopographie der durchlässigen Felsen, sondern durch die Struktur dieses Gesteines und der Topographie der darunterliegenden Schichten bedingt (LUCIUS 1948).

LUCIUS zeigte, daß die Lage der Quellen zwischen Moutfort und Syren mit Brüchen und Flexuren in diesem Gebiet zusammenhängen. Es wird kaum Verwunderung wecken, daß gerade in derartigen Zonen das Gestein leicht in Lösung geht, so daß in einer Periglazialzeit hier Dellen entstehen konnten. LUCIUS hat besonders den Zusammenhang des Verlaufes der Täler und der Bruchrichtung betont. Er bemerkt darüber: «Die Parallelität zwischen Flußrichtung, Klüftung und Störungsverlauf im Bereiche der Sandsteinplatte berechtigt zu den Schlüssen, daß Kluftrichtung und Strömungsrichtung als «Auswirkung einer gleichen Ursache bedingt sind und daß besonders die Nebentälchen «in ihrer ersten Anlage insofern von der Kluftrichtung beeinflußt wurden, als hier eine «durch die Zerrung veranlaßte Lockerung des Gesteines die Erosionstätigkeit des Wassers und mithin die Talbildung erleichterte.»

Es soll aber nicht übersehen werden, daß kein direkter Zusammenhang zwischen dem Verlauf der Täler und dem der Klüfte besteht. Es fehlen hier noch zwei Zwischenstadien: 1) die Kalklösung an den Stellen mit vielen Klüften, wodurch Depressionen entstanden, und 2) das Soliflukstadium, der diese Depressionen zu Dellen, die der Talbildung vorausgingen, auswachsen ließ.

Die Typen der Plateaudellen.

Zwischen den Typen der Plateaudellen besteht ein deutlicher morphologischer Unterschied. Einerseits hat man untiefe, andererseits tiefe Dellen mit einer ganz anderen Form.

Die untiefen Dellen sind flachmuldenförmige, langgestreckte, oft verzweigte Hohlformen. Ein Bach fehlt. Die Definition, die SCHMITTHENNER (1928) für diese Erscheinungen gab, trifft für sie völlig zu. KESSLER (1925) und BÜDEL (1944) schreiben die Entstehung solcher Dellentypen der eiszeitlichen Solifluktion zu. Unter Solifluktion wird das Bewegen einer mit Wasser gesättigten Bodenmasse über einem gefrorenen Untergrund verstanden (TROLL 1944 und 1947, PELTIER 1950). Die Tiefe derartiger Dellen ist so gering, daß sie ohne Mühe in das Bauland aufgenommen werden konnten. Ihre Auffüllung mit solifluierem Material unter dem rezenten Kolluvium bestätigt die Richtigkeit der ebengenannten Erklärung ihrer Entstehung. Einige dieser untiefen Dellen werden «stromabwärts» stets tiefer eingeschnitten und gehen so ohne scharfe Grenze in die tiefen Dellen über. Andere enden schluchtartig in den Seitenwänden einer tiefen Delle. SCHMITTHENNER wies bereits auf diese Erscheinung hin.

Andererseits läßt die Form des tief eingeschnittenen Dellentyps vermuten, daß er eine Folge der erosiven Wirkung des fließenden Wassers ist. Weil das Niederschlagswasser unter den heutigen klimatischen Verhältnissen direkt versickert, soll man, um diese Erosion erklären zu können, annehmen, daß ein Dauerfrostboden das Versickern dieses Wassers verhinderte. Es wird also in der Hauptsache der periodisch schmelzende Schnee in einer Periglazialzeit gewesen sein, der so große Wassermengen lieferte, daß die

Dellen tief eingeschnitten werden konnten. Mit Hilfe der erosiven Wirkung dieses Schmelzwassers in einem Permafrostgebiet kann man auch das schluchtförmige Ende oder den Übergang der untiefen in die tiefen Dellen erklären. In einer gewissen Distanz vom Anfang der untiefen Delle war die Schmelzwassermenge so groß, daß sie die Solifluktsdecke mitführen und einen Einschnitt im Sandstein bilden konnte.

Der morphologische Unterschied zwischen den untiefen und den tiefen Dellen ist also der, daß die ersten durch Solifluktsströme und die letzteren durch Schmelzwasser entstanden sind. Einige untiefe Seitendellen der tiefen Dellen sind so kurz, daß in ihnen nicht genug Schmelzwasser gesammelt werden konnte. Deswegen zeigen sie keine richtige Erosionsschluchten und enden somit hängend in den tiefen Dellen.

Die tiefen Dellen besitzen steile Wände. Der Boden ist meistens flach und liegt im untersuchten Gebiet manchmal 35 bis 45 m unter der Plateauoberfläche. Oberhalb «Brichermillen» ist der Dellenboden so breit, daß hier Ackerbau betrieben werden kann. Meistens ist der Boden jedoch nur schmal und mit Buchen bewachsen (Abb. 21). Der Dellenboden endet im selben Niveau wie die alluviale Talauffüllung. Der Winkel der Wände mit dem Dellenboden hat Mittelwerte von 30 bis 35°. An zahlreichen Stellen werden die Wände durch senkrecht stehende Teile unterbrochen. Die Höhe dieser senkrechten Wände ist manchmal 7 bis 8 m. Sie befinden sich meistens in halber Höhe der Dellenwand, die darüber nach dem Plateau zu wieder ihre normale Neigung von etwa 30 bis 35° hat. Unter den senkrechten Wänden formten sich Schutthänge, die ebenfalls mit dem Dellenboden einen Winkel von 30 bis 35° bilden (Abb. 22).

Die Wandverwitterungserscheinungen.

Die senkrechten Wände unterlagen mehreren Wandverwitterungstypen, von denen einige auch heute noch wirksam sind. Die *Frostverwitterung* unter periglazialen Verhältnissen spielte die wichtigste Rolle. Der Luxemburger Sandstein ist von zahlreichen Klüften durchzogen. Das Kapillarwasser war imstande, diese Klüfte durch abwechselndes Gefrieren und Tauen zu erweitern, mit der Folge, daß kleinere und größere Sandsteinblöcke von der Wand abgebrochen wurden. Dieser Typus der mechanischen Wandverwitterung befindet sich unter den heutigen Klimaverhältnissen in einer Stillstandsphase. Die an Klüfte gebundene *Lösung des Calciumcarbonats* im Sandstein arbeitet jedoch unverändert weiter. In zahlreichen Steingruben kann man die Erweiterung der Klüfte durch Lösungserscheinungen beobachten. Dieser Prozeß wird noch beschleunigt, weil das Wasser nicht nur atmosphärische Kohlensäure und Humus enthält, sondern auch Schwefelsäure, die bei der Oxydation des im Sandstein befindlichen Pyrits freiwird. Diese Schwefelsäure wirkt auf das kalkige Bindemittel des Sandsteines ein, wobei Gips gebildet wird (LUCIUS 1948). Dem gelösten Gips folgt bei der Ausscheidung an den Wänden eine *Desquamation* der Gesteinsoberfläche. Die mit dem Auskristallisationsvorgang des Gipses verbundene Volumenvergrößerung erzeugt eine Lockerung der Gesteinfüge, wodurch dünne Gesteinsschalen abblättern.

Es dürfte noch die *Karrenbildung*, die im untersuchten Gebiet die Sandsteinwände angreift, besonders erwähnt werden. LUCIUS hat bereits 1948 auf die gitter- und wabenförmige Verwitterungsoberfläche hingewiesen. Auf Grund der Ähnlichkeit dieser Klein-

formen im Sandstein mit denen an der Oberfläche einiger Kalksteinplateaus, darf hier von Karren gesprochen werden (WAGNER 1950, MACHATSCHEK 1954). Der Luxemburger Sandstein mit seinem Calciumcarbonatgehalt von ungefähr 30% ist selbstverständlich kein reiner Kalkstein. Sein Lösungsrest, der aus lockerem Sand besteht, hat jedoch infolge seiner Durchlässigkeit eine viel kleinere schützende Wirkung als z. B. ein toniges Verwitterungsskelett. Auf den Plateaus trifft man unter den Böden des Luxemburger Sandsteines ebenfalls karrenförmige Hohlräume im Gestein an. Selbst unter dem Verwitterungston der Arietenschichten an Stellen, wo dieser dünn ist, zeigen die eingeschalteten Kalksteinbänke Karren. In den senkrechten Wänden des Luxemburger Sandsteines treten hauptsächlich Klufthkarren und Schichtfugenkarren auf (Abb. 23).

Weil die Struktur des Luxemburger Sandsteines durch seinen Klüftereichtum dafür so außerordentlich geeignet ist, konnten die senkrechten Wände stellenweise erhalten bleiben, was noch durch das aride Mikroklima begünstigt wurde (Salzsprengung). Es arbeiten jedoch auch die für gemäßigte, humide Klimate charakteristischen Abtragungskräfte, wie z. B. die *chemische vorbereitende Verwitterung* und die *Abspülung*. Die senkrechten Wände sind an vielen Stellen von Böschungen mit einem Neigungswinkel von ungefähr 30 bis 35° ersetzt worden.

Obwohl die steilen Wände des Luxemburger Sandsteines eine sehr auffällige Erscheinung in der Liasschicht sind, soll man sich darüber klar sein, daß die Wandverwitterung des Sandsteines, so weit sie nicht von den unterliegenden, undurchlässigen Schichten mit beeinflußt ist, nur sehr langsam vor sich geht. Die tiefen Dellen sind immer nur schmal.

Die Bedeutung der Plateaudellen für die Morphologie der Schichtstufenlandschaft.

Trotz der geringen Verwitterung ihrer Wände, sind die Plateaudellen für das Rückwandern des Stufenrandes von größter Bedeutung. Wenn die Dellen während einer oder mehreren periglazialen Perioden durch Schmelzwasser so weit ausgetieft sind, daß der Grundwasserspiegel erreicht ist, wie es oberhalb «Millbech» der Fall ist, so folgt eine weitere Einschneidung durch den dann entstandenen Bach. Nach der Definition ist die Delle in ein Tal übergegangen. Die Tiefenerosion des Baches findet auch noch während des Holozäns statt. Erst wenn die unter dem Luxemburger Sandstein liegenden undurchlässigen Schichten erreicht sind, fängt die Erweiterung des Tales an, die durch die im nächsten Abschnitt zu besprechende Entfernung der montmorillonit- und illithaltigen, tonreichen Schichten unter dem Sandstein verursacht wird.

Die Schichtstufenfläche wird durch diese aus den Dellen entstandenen Täler zerschnitten. Der Steilrand des Luxemburger Sandsteines wird hierdurch bedeutend verlängert und das Zurückdrängen beschränkt sich deshalb nicht nur auf die Vorderseite, sondern findet auch an den Achterstufen und Längsstufen statt (MORTENSEN 1952). Wegen der Abhängigkeit der Schichtstufe von der Talbildung soll die Liascuesta, wenigstens in der Gegend von Moutfort, als eine Talcuesta bezeichnet werden.

Hätte es in Luxemburg keine Perioden mit periglazialen Klima gegeben, dann wären die Dellen nicht entstanden. Das Zurückwandern der Liascuesta wäre dann viel langsamer verlaufen. Obwohl diese Perioden für die Abtragung des Plateaus ziemlich unwesentlich sind, waren sie indirekt für die Entwicklung der Liascuesta sehr wichtig.

Das Kolluvium in den Hangdellen (Tabelle 24).

Aus dem Charakter und dem Alter des Kolluviums in den Hangdellen kann man ableiten, daß die Entwicklungsgeschichte in diesen Dellen ganz anders verlaufen ist als in den Plateaudellen. Als Beispiele folgen hier einige Profilbeschreibungen:

hi-i-26.

- | | |
|----------|--|
| 0-40 cm | Dunkelbrauner, humushaltiger, kolluvialer, sandiger Lehm. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte feine Krümelstruktur. Sehr bröcklig. |
| 40-78 cm | Kräftig-brauner, kolluvialer, sandiger Lehm. 7,5 YR 5/6. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Sehr bröcklig. Kleine Stücke Sandstein. Obergrenze deutlich und wellenförmig. |
| 78-82 cm | Dunkelrötlich-grauer Ton. 5 YR 4/2. Kräftig entwickelte, grobe Polyederstruktur. Hart. Obergrenze graduell und wellenförmig. |
| 82 cm | Noch nicht verwitterter Steinmergelkeuper. Obergrenze unregelmäßig. |

m-28.

- | | |
|-----------|--|
| 0-20 cm | Dunkelbrauner bis dunkelgrauer, kolluvialer Ton. 7,5 YR 4/2 - 10 YR 4/1. Kräftig entwickelte, grobe, abgerundete Polyederstruktur. Hart. Viele Stücke Sandstein und Steinmergel. |
| 20-53 cm | Brauner und grünlich-brauner gefleckter, kolluvialer Ton. 7,5 YR 5/2 - 10 YR 5/2. Kräftig entwickelte, grobe Polyederstruktur. Hart. Sehr viele Steinmergel, wenige bis 5 cm große Stücke Sandstein. Obergrenze graduell und regelmäßig. |
| 53-110 cm | Dunkelgrünlich-brauner, gefleckter, kolluvialer, toniger Lehm. 10 YR 4/2. Wenig kräftig entwickelte, mittelgroße Polyederstruktur. Fest. Wenige Stücke Sandstein. Obergrenze diffus und wellenförmig. |
| 110 cm | Noch nicht verwitterter Steinmergelkeuper. Grau. 5 YR 6/1. Obergrenze unregelmäßig. |

g-29.

- | | |
|----------|--|
| 0-45 cm | Dunkelgelblich-brauner, kolluvialer, sandiger Lehm. 10 YR 4/4. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Bröcklig. Stücke Sandstein. |
| 45-75 cm | Gelblich-brauner, kolluvialer, sandiger Lehm. 10 YR 5/4. Schwach entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröcklig. Kleine Stücke Sandstein. Viel kleine, wenig scharf umgrenzte Flecken (Fossile Gleyerscheinungen). Obergrenze graduell und unregelmäßig. |
| 75 cm | Wenig verwitterter Steinmergelkeuper. Obergrenze deutlich und unregelmäßig. |

hi-34.

- 0-15 cm Dunkelbrauner, humushaltiger, kolluvialer sandig-toniger Lehm 10 YR 4/3. Schwach entwickelte, sehr feine Krümelstruktur. Sehr bröckelig.
- 15-58 cm Kräftig-brauner bis gelblich-brauner, kolluvialer Lehm. 7,5 YR 5/6 - 10 YR 5/6. Mäßig entwickelte, sehr feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröckelig. Steinmergel und Stücke Sandstein. Obergrenze deutlich und eben.
- 58-92 cm Gelblich-brauner, kolluvialer sandig-toniger Lehm. 10 YR 5/6. Kräftig entwickelte, feine, abgerundete Polyederstruktur. Bröckelig. Viele Steinmergel und Stücke Sandstein. Obergrenze diffus und wellenförmig.
- 92 cm Wenig verwitterter Steinmergelkeuper. Obergrenze graduell und wellenförmig.

Probe	Tiefe in cm															Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials		
		Opak	Alterit	Turmalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Staurolith	Sillimanit	Epidot	Grüne Hornblende	Hypersthen	Basaltische Hornblende		Augit	Titanit
hi/i-26	30-40	6	28	8	42	6	21	3	1		1	1			10	1	6	56
	70-78	4	37	6	47	6	13	2				1			14	9	3	64
m-28	43-53	17	30	3	54	9	11					1	1		10	9	5	26
g-29	40-50	8	21	7	40	4	6	1		×		1			26	8	7	207
	70-75	9	14	3	29	2	9					1			32	10	14	227
hi-34	80-90	5	27	11	29	3	11				1				24	10	11	72
kl-24	40-50	8	27	14	48	5	15	1				1			12	2	2	26
	60-65	5	54	10	39	8	17	1					1		15	4	5	25
no-23	100-100	27	36	4	45	1	9								26	8	7	173
bc-42	110-120	3	39	16	29	4	14	2	1						18	8	8	65
i-32	80-90	7	23	10	38	6	14	2				1	1		13	7	8	39
d-38	75-85	13	32	4	40	4	13	4							20	8	7	62

Tabelle 24. Die Schwerminerale im Kolluvium der Hangdellen. (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in the colluvial deposits of the gullies on the valley slopes (50-500 micron).

Der Vergleich der Profilbeschreibungen mit den Schwermineraleanalysen (Tabelle 24) zeigt, daß das vulkanische Mineralien enthaltende Kolluvium die Dellen ganz auffüllt. Die vulkanischen Mineralien treten bis zum unverwitterten oder halbverwitterten Gestein an der Basis der Dellenauffüllung auf. Es ist ausgeschlossen, daß diese Dellenböden zu Beginn des Holozäns sedimentfrei waren. Eine Decke von pleistozänem Solifluktsionsmaterial wird diese Böden bedeckt haben. Mit Ausnahme von einigen kleineren Vorkommen wurden diese Solifluktsionsreste nicht mehr wiedergefunden.

Das Material in den Hangdellen wurde durch Bodenfließen umgelagert. Das Resultat dieser Erscheinung wird in den Profilen deutlich. Die Steinmergel und die manchmal großen Stücke des Luxemburger Sandsteines könnten vermuten lassen, daß hier von Solifluktion die Rede wäre. Der unregelmäßige Grenzverlauf zwischen Kolluvium verschiedenen Charakters in den Profilen ist damit in Einklang. Das Vorhandensein der vulkanischen Assoziationen im gesamten Profil zeigt jedoch, daß kräftige Umlagerungen während des Holozäns stattfanden. Hier verschwindet die Bedeutung der homogenisierenden Wirkung auf die Profile durch Flora, Waldrodung und Bodenfauna, gegenüber den Umlagerungserscheinungen anderer Art.

Es ist wahrscheinlich, daß pleistozänes Kolluvium mit holozänem gemischt wurde. Dafür spricht auch, daß in einer Delle (bei hi-26) Material ohne die vulkanischen Mineralien, also pleistozänen Alters, gefunden wurde. Es blieb durch seine Lage in kleinen Hohlformen im darunter liegenden Steinmergelkeuper vor Vermischung mit darüber liegendem holozänem Material bewahrt. Ziemlich sicher ist es jedoch, daß das pleistozäne Material zum größten Teil durch Bodenfließen nach dem Syrtal abgeführt wurde, wobei freier Raum für rezentes Kolluvium entstand. Dieser Vorgang arbeitet auch heute noch. Das wird deutlich durch die Morphologie der Einmündung zweier Hangdellen in die östliche Talwand zwischen Moutfort und Medingen gezeigt. Das Kolluvium bildet am Ende dieser Dellen ein Delta im Alluvium des Talbodens. Die Tatsache, daß das Deltakolluvium selbst am Rand noch einige dm höher als die alluviale Talauffüllung liegt, ist ein weiterer Beweis, daß es sich hier um kolluviale Fließbewegungen handelt. Wären diese Dellen von Materialzufuhr durch fließendes Oberflächenwasser gebildet worden, dann würde das Ende des Deltas nicht über den Talboden herausragen, es sei denn, daß das Delta durch den Bach angeschnitten wurde. Davon kann hier nicht die Rede sein, weil die Form des Deltas dann nicht so schön convex wäre. Diese kolluviale Fließbewegungen können nur relativ rezenter Zeit sein, denn die Deltas sind vom Alluvium, das bis auf mehr als 1,20 m Tiefe vulkanische Mineralien enthält, also holozänen Alters ist, umsäumt.

Was an der Unterseite der Dellen an Material wegfließt, wird von oben wieder angefüllt. Diese Zufuhr geschieht zu einem Teil durch an der Oberfläche abfließendes Wasser, das lockeres Material mitnimmt. Auch wird viel Kolluvium von den Böden, die sich an den steilen Hängen in den undurchlässigen Gesteinen unter dem Luxemburger Sandstein befinden, durch Bodenfließen geliefert. Dort, wo die Dellen bis in den Luxemburger Sandstein reichen, enthält ihre Auffüllung ziemlich viel Sandsteinstücke und lockeren Sand.

Die Hangdellen sind nicht nur die Transportwege für das Material, das durch Abspülung und Bodenfließen gesammelt wurde. Ihr Inhalt übt an sich auch einen korrasiven Einfluß auf den Untergrund aus. Diese Korrasion war in einigen Fällen im Holozän selbst so stark, daß die Talwand dadurch umgeformt wurde. Im Syrtal bei Moutfort tritt dieses beim «Hoelzebierrg», an der westlichen Talwand in Erscheinung. Anfänglich verlief hier eine Delle, vom Plateau aus, ein Stück beinahe parallel zur Talrichtung, um endlich mit einer schwachen Krümmung in das eigentliche Syrtal zu enden (Abb. 14; l-1). Der Rücken im Steinmergelkeuper, der zwischen der Delleneinschneidung und dem Talboden erhalten blieb, wurde vom Tal aus durch kleinere Dellen angeschnitten. Als Folge dieser Entwicklung wurde die größte Delle durch die kleineren angezapft. Die

erscheinungen aus einer Zeit stammen, in der die große Delle noch nicht unterbrochen war und das Wasser an der Basis der Dellenauffüllung direkt auf dem Steinmergelkeuper abfloß. In der eben genannten Profilbeschreibung sind diese Reste eines früheren höheren Grundwasserspiegels infolgedessen auch als fossil bezeichnet worden. Die Einschneidung der Dellen schreitet also auch heute noch fort.

Das Kolluvium auf den Hängen (Tabelle 25).

Das Kolluvium ist nicht nur in den Dellen zu finden, sondern bedeckt auch stellenweise die Hänge. Solche Vorkommen beschränken sich im untersuchten Gebiet hauptsächlich auf die westlichen Hänge des Cuestarandes im Süden von Contern (IAc- und IAe-Böden). Die Schichten neigen stärker nach Westen als die Oberfläche des Geländes, so daß am oberen Rand der Luxemburger Sandstein, der unten am Hang durch die jüngeren Arietenschichten bedeckt wird, an die Oberfläche kommt (Abb. 15). Weiterhin findet man diesen Kolluviumstypus auf den steilen Hängen in den rhätischen Ablagerungen und den Pylonotenschichten unter dem Luxemburger Sandstein.

Probe	Tiefe in cm	Opak	Alterit	Turnalin	Zirkon	Granat	Rutil	Anatas	Brookit	Epidot	Grüne Hornblende	Basaltische Hornblende	Augit	Titanit	Anzahl der vulkanischen Mineralien in 5 Gramm des Bodenmaterials
e-25	35-40	5	27	6	30	3	11	1		2			8	15	175
f-24	35-40	8	32	6	42	5	12	1		1	1		7	6	154
mn-29	5-10	6	41	14	38	2	17	2	×				3	5	120
	12-18	3	22	6	41	8	15	1		1	×		7	3	92
n-29	13-17	13	54	9	42	4	17	4	1				4	5	89
de-32	15-20	4	46	5	33	7	13	2		2	1		9	12	108
h-36	30-40	3	28	12	35	3	11	1	1	1			8	3	148
hi-26	20-25	15	43	8	38	8	14	2		1			4	9	121

Tabelle 25. Die Schwerminerale im Kolluvium auf den Hängen. (Fraktion 50-500 Mikron). — The heavy minerals in the colluvial deposits on the valley slopes (50-500 micron).

In beiden Fällen besteht das Kolluvium aus Sand des Luxemburger Sandsteines, vermischt mit Ton und Mehlsand, der bei der Verwitterung der Arietenschichten, bzw. der Pylonotenschichten und der rhätischen Schiefer gebildet wird. Die Bedeckung durch dieses Material ist nicht einheitlich; wie im Abschnitt 5 dieses Kapitels schon erwähnt wurde, gibt es im Syrtal auch Flächen, an denen die Abtragung so viel Material mitnahm, daß die vulkanischen Mineralien verschwunden sind. Das Kolluvium auf den Hängen ist, wie das Auftreten der vulkanischen Mineralien beweist, auch holozänen Alters. Weil die Dicke der kolluvialen Decke an diesen Hängen niemals größer als unge-

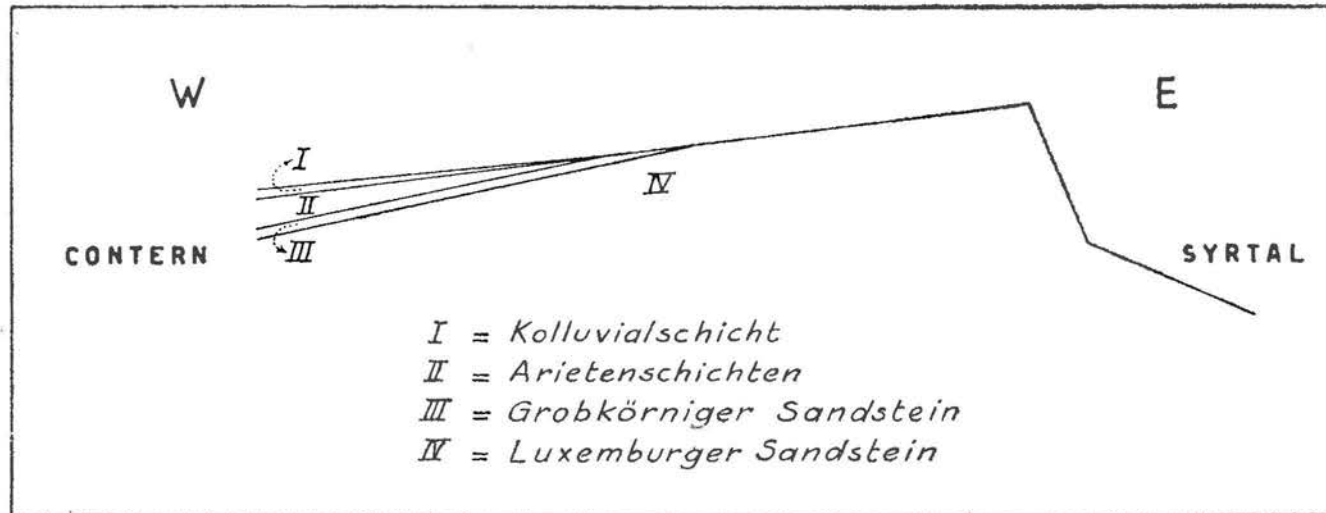


Abb. 15. Das Kolluvium auf den Hängen südlich von Contern. — The colluvial deposits on the dip slope of the cuesta near Contern.

fähr 40 cm ist, und die Zone, in der die vulkanischen Mineralien durch Homogenisation vorkommen, 50 bis 60 cm mächtig sein kann, wäre es nicht unmöglich, daß das Auftreten dieser Mineralien hier durch Waldrodung usw. hervorgerufen wurde. Es gibt aber mehrere Hinweise, daß die Verlagerung dieses Materials auch heute noch vor sich geht.

Erstens wurde im Süden von Contern ein Profilloch auf einer Stelle gegraben, an der früher eine Feuerstätte gelegen haben muß. Die Arietenschichten waren hier auf einer Fläche von einem Quadratmeter einige dm tief rot durchbacken. Dieser Rest menschlicher Bewohnung war jedoch völlig durch das gelbbraune Kolluvium bedeckt. Eine exakte Datierung dieser Brandstätte kann nicht gegeben werden. Wahrscheinlich ist sie, auch weil Spuren einer intensiven Solifluktion fehlen, jünger als Würm.

Zweitens kann man an den Bäumen auf den steilen Talhängen sehen, daß der Boden sich jetzt noch in Bewegung befindet. Drittens häuft sich an der hohen Seite der Hecken am Hang noch immer kolluviales Material an.

Durch das ebengenannte Bodenfließen wird der Luxemburger Sandstein untergraben. Wie in Abb. 4 zu sehen ist, ist der Sand im Kolluvium, das die Arietenschichten auf den Hängen im Süden von Contern bedeckt, von ziemlich grober Textur. Aus dem Vergleich mit Korngrößenanalysen des Sandes des Luxemburger Sandsteines wird deutlich, daß es sich hier um den groben Sand handelt, der bei der Verwitterung der Sandsteinbänke unmittelbar unter den Arietenschichten, freigelegt wird. Abb. 15 zeigt, daß es gerade diese nur dünnen Sandbänke sind, die sich dicht über der Grenze der Arietenschichten und dem Luxemburger Sandstein befinden.

Wäre das Kolluvium auf den Hängen am Fuße des Luxemburger Sandsteines ein Produkt des abfließenden Regenwassers, dann wäre der Gipfel in der für den Luxemburger Sandstein normalen Fraktion von 105 bis 210 Mikron höher. Der Boden kriecht jedoch nur auf den undurchlässigen und tonigen Arietenschichten. Dadurch wird der Sandstein untergraben. Gerade der Sand, der dicht über den undurchlässigen Schichten liegt, in diesem Fall der grobe Sand, wird dann abgeführt. Dasselbe muß für die Hänge im Syrtal angenommen werden, denn auch hier enthält das Kolluvium Sand des Luxemburger Sandsteines.

Während des Holozäns wurden die undurchlässigen Schichten unterhalb des Luxemburger Sandsteines also nicht nur durch oberflächlich abströmendes Wasser, sondern auch durch das ebengenannte Bodenfließen angegriffen. Besonders durch ein derartiges Untergraben des Luxemburger Sandsteines wird der Cuestarand zum Zurückweichen gezwungen.

Die Quellenerosion.

Das Wasser, das sich im Luxemburger Sandstein ansammelt, kommt auf der Grenze dieses durchlässigen Sandsteines und der undurchlässigen Pylonotenschichten und rhätischen Ablagerungen als Quellen zum Vorschein. DE RIDDER (1957) schreibt der zurückweichenden Erosion dieser Brunnen einen wichtigen Einfluß beim Entstehen der Täler zu: «An vielen Stellen im Luxemburger Sandstein treten auf dem Niveau des Rhättons oder der Pylonotenschichten des Hettangiens starke Quellen aus. Wo dies

«der Fall ist, kann eine kräftige Quellenerosion auftreten, welche eine der wichtigsten «Ursachen der Zerschneidung und Zurückverlegung des Liassteilrandes ist. Typische «Beispiele einer derartigen Quell-erosion finden sich u. a. bei Dalheim, Ersingen und «Syren.»

Betrachtet man aber die Lage der Brunnen, so fällt es auf, daß sie sich stets am Ende tief eingeschnittener Plateaudellen befinden. Es wurde bereits versucht, die Lage der Quellen und die der Dellen miteinander zu verknüpfen. Weil der Dellenflur sich nur wenig über dem Talboden erhebt, bedürfen die Quellen im allgemeinen keiner starken erosiven Kraft um sich in die Plateaudellen zu verlegen. Eine derartige Situation findet man am Südostrand von Syren. Die Quelle befindet sich hier ca. 50 m von ihrer ursprünglichen Lage, einer Bruchfläche, entfernt. Sie ist also nur wenig in der Delle, die selbst mehr als 1 km lang ist, heraufgekrochen. Es fehlt hier selbst sogar ein Knick im Längsprofil an der Stelle, wo die Quelle austritt.

Bei «Brichermillen» liegt die Quelle noch am Talrand; die rückschreitende Erosion ist hier, trotz der sehr tiefen Einkerbung der Delle oberhalb der Quelle, praktisch nihil. Auch zeigt die Quelle im Süden von «Brichermillen» am Fuße der Talwand, die hier vom Luxemburger Sandstein geformt wird, auf dem Platz, an dem sich eine Verwerfung senkrecht auf die Talwand befindet, so gut wie keine Quellenerosion. Aus diesen Tatsachen ist nur zu schließen, daß es vielmehr die periglazialen Dellen- und Schluchtbildung und viel weniger die heutige Quellenerosion ist, welche zur Gestaltung der Cuesta leitete.

LUCIUS erwähnt noch eine andere, viel wichtigere Rolle, die der Wasserhorizont an der Grenze Luxemburger Sandstein- undurchlässige Schichten, spielt (1948): «Das «von der Oberfläche des Luxemburger Sandsteins eingesickerte Wasser durchtränkt «vielfach die tonige Unterlage des Sandsteines auf breiter Fläche. An der Grenze stark «differenzierter Härteunterschiede des Gesteines setzen Rutschungen und Felsabbrüche «sowie lebhaftere Erosionstätigkeit ein. So treten über den Pylonotenmergeln und den «roten Tonen des Rhäts die schwersten und hartnäckigsten Rutschungen des Landes «auf. Diese Tone wirken dadurch besonders umgestaltend im Landschaftsbild.»

Das Quellungsvermögen der Tone, das die Rutschungen verursacht, ist den Eigenschaften der Tonmineralien zu verdanken. Wie im Kapitel VI gezeigt werden soll, erhalten die Tonschiefer diese Eigenschaften erst beim Verwittern zu montmorillonit- und illithaltigem Ton.

Grundsätzlich handelt es sich bei der Weiterentwicklung der Steilstufe um zwei parallel verlaufende Erscheinungen; einerseits um selbständige Rutschung der montmorillonit- und illithaltigen Tone mit hohem T-Wert an der Talwand, wodurch die Sandsteinpfeiler untergraben werden; andererseits um Abgleiten von Teilen des Sandsteines auf der feuchten Tonoberfläche, welche besonders bei starkem Niederschlag eine bedeutende Verringerung der Reibung hervorruft.

Die «Gully-Erosion».

An zwei Stellen wurde an der Talwand rinnenförmige Bodenzerstörung angetroffen, nämlich beim «Wangelsbierg». Es handelt sich hier um sehr kleine, nicht in die Karte eingezeichnete Rinnen. Das Wasser bildete hier ungefähr 1 m tiefe Einschnitte,

durch die das Gestein freigelegt wurde. Die Form dieser Einschnitte unterscheidet sich deutlich von denen der Dellen, die auch viel häufiger vorkommen. Diese Art der Abtragung ist somit von sehr geringer Wichtigkeit bei der Umgestaltung der Landschaft, selbst in diesem dafür als so günstig angesehenen Klima, und hängt vermutlich mit anthropogenen Einflüssen zusammen.

Die Bedeutung der Abtragung der undurchlässigen Schichten unter dem Luxemburger Sandstein für die Morphologie der Schichtstufenlandschaft.

Die Tatsache, daß die undurchlässigen Schichten unter dem Luxemburger Sandstein verhältnismäßig schnell abgeführt werden können, ist möglicherweise der Schlüssel zur Lösung einiger Probleme, die die Morphologie der Liascuesta betreffen.

Im untersuchten Gebiet hat die Schichtstufe noch den Charakter einer Talcuesta. Doch ist die ganze Talbreite eines so kleinen Baches wie die Syr eine auffällige Erscheinung, um so mehr, weil der Talboden selbst ziemlich schmal ist. Nachdem die vertikale Kluftverwitterung und Flußerosion im stark tektonisch gestörten Gebiet einen schmalen, tiefen Abfuhrraum geschaffen hatte, waren es hauptsächlich andere Prozesse, die die Cuestabildung beeinträchtigten. Das Bodenfließen und die Abspülung in interglazialen Perioden und die Solifluktion unter periglazialen Verhältnissen sind die Hauptursachen der Talerweiterung. Die steilen Hänge der Liascuesta weichen durch die Abtragungerscheinungen der darunterliegenden, undurchlässigen Schichten zurück. Seitenerosion der Syr spielt nur eine sehr geringe Rolle. Die Grenze zwischen dem Sandstein und den undurchlässigen Schichten bildet die «Recessions Indicatrix» (BAKKER 1948 und 1956).

Übrigens ist es möglich, daß die Solifluktion während der periglazialen Perioden viel weniger intensiv gewesen ist, als im allgemeinen angenommen wird und bei der Abtragung der Talböden keine größere Rolle gespielt hat als das Bodenfließen, das bei gemäßigten Klimaverhältnissen aktiv ist. Viele Solifluktionerscheinungen sind im Löss oder in lösshaltigen Ablagerungen zu beobachten. Solche Ablagerungen, das heißt tonige Verwitterungsprodukte sind ja auch für einen derartigen Transport sehr geeignet, weil der Tongehalt und die Tonzusammensetzung derartig sind, daß das feinste Material bei genügender Feuchtigkeit als Schmiermittel dienen kann.

Bei den Gesteinen, wie sie im allgemeinen in den Mittelgebirgsgebieten vorkommen, liegt die Sache jedoch komplizierter. Wenn hier die tonhaltige Decke, die während einer vorausgegangenen interglazialen oder wärmeren Periode durch Verwitterung gebildet wurde einmal verschwunden ist, dann besteht das an der Oberfläche liegende Material fast ausschließlich aus Bodenskelett. Solange keine Tonteilchen oder neu-ingeweheter Löss vorhanden sind, ist das Material mehr der Ausspülung als der Solifluktion zugänglich. Nur die Verwitterungsdecke, vielleicht mit Lössbestandteilen vermischt, kann also durch Solifluktion abgetragen werden, und die Verwitterung der tonhaltigen Gesteine geschieht so langsam, daß während einer interglazialen Periode sicherlich keine Decke von einigen Metern Mächtigkeit produziert werden kann.

Weiterhin fällt für die Luxemburger Sandsteinlandschaft auf, daß die Anzahl der Zeugenberge klein ist. An der Moselseite befinden sich nur einige Auslieger des Luxemburger Sandsteines. Diese Tatsache ist wohl dahin zu erklären, daß die Vertikal- und

Quellenerosion in den Plateaudellen gering ist in Hinsicht auf den untergrabenden Einfluß der Abrutschungserscheinungen der tonhaltigen undurchlässigen Schichten im Liegenden des Sandsteines, der den ganzen Rand des Haupttales entlang ziemlich schnell verläuft. Diese Tatsachen haben zur Folge, daß die Sandsteinkappen der Auslieger, besonders wenn ihre Oberfläche nicht sehr groß ist, bald untergraben werden und deswegen ziemlich rasch verschwinden.

So ist es keineswegs unmöglich, daß der «Hoelzebierg» und einige andere Hügel in seiner Nähe Überreste ehemaliger Zeugenberge des Luxemburger Sandsteines sind (Abb. 14). Diese Annahme würde auch die merkwürdige Lage der nordwestlich des «Hölzebierg» anschließenden Delle erklären.

Diese Untersuchungen bestätigen die bekannte Theorie, die SCHMITTHENNER (1954) für Schichtstufen entwickelte. Weil die Auswirkung der Abtragungskräfte nicht bis in das Tertiär zu verfolgen war, ist es unbekannt, in wieweit alternierende Abtragung im Sinne MORTENSEN's (1949) bei der Umgestaltung dieser Landschaft eine Rolle spielte.

7. — ZUSAMMENFASSUNG.

Die Schwerminerale, deren Analysen in diesem Kapitel besprochen wurden, zerfallen in drei Assoziationen. Die Verwitterungsprodukte der mesozoischen Gesteine werden durch das Auftreten von Turmalin, Zirkon und Rutil mit einer geringeren Beimischung von Granat, Anatas und Brookit gekennzeichnet. Der äolische Lehm dagegen besitzt neben diesen Mineralien noch Epidot, grüne Hornblende und noch einige metamorphe Mineralien, durch die ein Zusammenhang dieses Lehmes mit Lössablagerungen in den Niederlanden und Belgien abgeleitet werden kann. Wenn man diese äolischen Ablagerungen mit datierten Löss-sedimenten in Beziehung bringt, dann scheint ein rissglaziales oder ein noch höheres Alter am nächsten zu liegen. Das würde bedeuten, daß (1) Solifluktion unter periglazialen Verhältnissen während des Würmglazials auf den Plateaus von geringer Bedeutung war und daß (2) während des Würms kein äolischer Lehm abgelagert wurde. Diese Interpretation der Analysenresultate wird jedoch mit Vorsicht gegeben, weil das ursprünglich angewehrte Material als Folge der fortgeschrittenen Profilbildung nicht mehr angetroffen wird.

Als dritte findet man die vulkanische Assoziation, die mit den Oberflächenschichten im Gebiet vermischt ist und von der durch verschiedene Autoren der Zusammenhang mit dem Eifelvulkanismus bewiesen wurde. Die vulkanische Provinz der Eifel besteht jedoch aus mehreren Mineral-Gesellschaften, von denen die in Luxemburg angetroffene gekennzeichnet wird durch das Vorherrschen von basaltischer Hornblende, mit als weiteren Komponenten Augit und Titanit. Neuere Untersuchungen zeigten, daß diese Mineralien am Ende des Würmglazials bis vielleicht zu Anfang des Holozäns verbreitet wurden.

Mit Hilfe der vulkanischen Mineralien war es möglich herauszufinden, an welchen Stellen die holozäne Bodenabtragung tätig gewesen ist, weil man erwarten kann, daß diese Mineralien dort völlig oder fast völlig fehlen werden. Auf den Hochebenen ist es

auf den steileren Hängen, wo die Verwitterungsprodukte der Arietenschichten an der Oberfläche liegen, der Fall. Die Sandböden auf den Plateaus standen kaum unter dem Einfluß einer holozänen Abtragung, selbst nicht an den Stellen, wo die geringe Mächtigkeit der Böden auf eine relativ große Denudation hinweist. Auch an den steilen Sandsteinhängen der Plateaudellen und der Plateaus treten noch vulkanische Mineralien auf, ein Hinweis für eine während des Holozäns nur wenig veränderte Lage des Schichtstufenrandes.

Im Tal dagegen sind die vulkanischen Mineralien an einigen Stellen fast verschwunden. Dies ist der Fall auf einigen Teilen der steileren Hänge in den rhätischen Formationen, wo sie durch abfließendes Niederschlagswasser mitgenommen wurden. Auch die weniger steilen Talhänge den Talboden entlang, enthalten weniger basaltische Hornblende, Augit und Titanit als die Böden auf den Plateaus. Im Gegensatz zu den Plateaus wurden die Talhänge wohl durch holozäne Abtragung angegriffen.

Die vulkanische Gesellschaft wurde auch für eine Unterscheidung des holozänen und pleistozänen Kolluviums und Alluviums angewendet, weil zu vermuten war, daß nur das holozäne Material diese Mineralien enthalten wird, sei es, daß man mit einer Übergangszone von einigen dm rechnen muß. Es zeigte sich, daß das Alluvium bis zu einer Tiefe von 1,20 m holozänen Alters ist. Aus dieser Tatsache kann abgeleitet werden, daß eine Auffüllung des Talbodens jetzt im Gange ist. Das gelbrote Solifluktionsmaterial unten in den untiefen Dellen im Luxemburger Sandstein enthält jedoch keine dieser Mineralien, ein Beweis für das Fehlen von Transport in diesen Dellen während des Holozäns. Das Material in den tiefen Plateaudellen ist bis zu einer Tiefe von mehr als 1,20 m holozänen Alters. Hieraus kann eine langsame Auffüllung der Dellen abgeleitet werden. Die Bildung dieser Plateaudellen muß unter anderen als den heutigen Klimaverhältnissen stattgefunden haben. Die Form der untiefen Plateaudellen läßt vermuten, daß diese durch Solifluktion während einer periglazialen Periode entstanden ist, obwohl es nicht ausgeschlossen ist, daß Karsterscheinungen bei ihrer Bildung eine Rolle gespielt haben. Die Entstehung der tiefen Dellen, in welche die untiefen Dellen übergehen oder einmünden, kann jedoch nicht in dieser Weise erklärt werden. Höchstwahrscheinlich sind die großen Wassermengen, die bei den periodischen Schneeschmelzen während einer periglazialen Periode freikamen, für diese Dellenaustiefung verantwortlich.

Die Quellen, die oft am Ende der tiefen Dellen liegen, waren ohne Bedeutung für ihre Entstehung, obgleich Klüfte und gelegentlich auch Verwerfungen einen Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen zur Folge haben kann. Wo die Hänge dieser tiefen Dellen nicht die normalen Neigungswinkel von 30 bis 35° haben, trifft man senkrechte Wände an, die die Spuren mannigfaltiger Arten der Wandverwitterung zeigen können. So ließ stellenweise die mechanische Verwitterung durch Frostwirkung in einem periglazialen Klima ihre Spuren zurück, während an anderen Stellen Salzsprengung und Calciumcarbonatlösung zu Abschuppung bzw. karrenartigen Hohlformen leiten kann. Sowohl die Form der tiefen Dellen und der Täler im Luxemburger Sandstein als auch die Resultate der Schwermineralienanalysen deuten darauf hin, daß die Verwitterung des Sandsteines, trotz ihrer Auffälligkeit ein äußerst langsam verlaufender Prozeß ist.

Sowohl die Perioden mit einem periglazialen Klima als das Auftreten der Dellen waren für die Entwicklung der Schichtstufenlandschaft von großer Bedeutung. Wenn

nach einer oder mehreren Periglazialzeiten die Delle bis auf das Grundwasserniveau erniedrigt wird, so sorgt der dann entstandene Bach für eine weitere Austiefung. Wenn schließlich die undurchlässigen Schichten unter dem Sandstein erreicht sind, dann kann das Tal erst erweitert werden, was ein Rückwandern des Cuestarandes zur Folge hat. Bei der Abtragung der undurchlässigen Schichten spielt nicht nur abfließendes Niederschlagswasser, sondern auch das tonmineralogisch bedingte Bodenfließen eine Rolle.

Das Auftreten der vulkanischen Mineralien bis zur Basis der Auffüllung der Hangdellen im Syrtal beweist, daß diese holozänen Alters ist. Außerdem zeigt die Morphologie dieser Dellenausmündungen, daß das Material noch immer in Bewegung ist. Diese Bewegung bezieht sich auf die ganze Auffüllung und unterscheidet sich nicht wesentlich von Materialtransport durch Solifluktion. Die Hangdellen in den Talwänden dürfen also nicht als periglaziale Überreste aufgefaßt werden, so wie es oft geschieht. Es gibt sogar Hinweise, daß einige dieser Hangdellen sich durch rückschreitende Korrasion verlängern. Auch das Kolluvium, das einige der steileren Teile des Talhanges bedeckt, scheint jetzt noch in Bewegung zu sein und die Sandsteinwände zu unterminieren.

Die Resultate dieser Untersuchungen weisen darauf hin, daß der Cuestarand in erster Linie durch den Abtransport der darunterliegenden montmorillonit- und illithaltigen, undurchlässigen Schichten zurückweicht, wobei der Cuestabildner selbst untergraben wird und eine mehr oder weniger passive Rolle spielt. Auch die auf dem Sandstein liegenden undurchlässigen Schichten werden durch eine Beweglichkeit des tonigen Materials ebenfalls schneller abgetragen, wodurch das Sandsteinpaket freigelegt wird. Die Oberkante dieses Paketes zeigt deshalb eine altiplanative Erniedrigung unbekanntem Ausmaßes. Ob diese nur wenig veränderte Hochfläche eine gehobene Rumpffläche darstellt, ist im kleinen Raum des untersuchten Gebietes nicht festzustellen.

VI. KAPITEL

DIE TONMINERALIEN

1. DIE RÖNTGENANALYSEN

Um zu einer tieferen Einsicht in die Prozesse von Verwitterung und Profilbildung zu gelangen, wurde von einer Anzahl Proben die Fraktion kleiner als 1 Mikron untersucht. Man vergleiche Beilage 2 für die Trennung dieser Fraktion.

Die Röntgenaufnahmen der nichtorientierten Präparate wurden von PORRENGA mit einer Guinier-P. M. de Wolff-Camera (Z. W. O. und Kristallographische Abteilung des «Laboratorium voor algemene en anorganische Scheikunde» der Universität von Amsterdam), nach dem durch ihn entwickelten Verfahren (Porrenga 1958), gemacht. Die Interpretationen sind ebenfalls von PORRENGA, der darauf hinwies, daß die angegebenen Prozentsätze der quantitativen Analysen eher ein globales Bild des relativen Verhaltens angeben sollen, als daß ihnen ein absoluter, all zu scharf begrenzter Wert zuerkannt werden darf.

Der größte Teil des tonigen Materials in den untersuchten Proben wird durch «Three-layer»-Silikate (Montmorillonit, Illit) und Chlorit gebildet, die alle auf das Strukturschema von Prophyllit gegründet sind. In einigen Proben war noch ziemlich viel Kaolinit vorhanden.

Mit Hilfe einer verbesserten Arbeitsweise in der Vorbereitung und in der Aufstellung des Präparates zum monochromatischen Röntgenstrahl konnte die mineralogische Zusammensetzung jeder Probe qualitativ bestimmt und quantitativ geschätzt werden (PORRENGA 1958). Einige wurden erst auf eine Temperatur von 450 oder 550 Grad Celsius erhitzt oder zuvor mit Glycerin oder Ethylen-Diamin behandelt, ehe eine Puderaufnahme angefertigt werden konnte, zumal wenn vermutet wurde, daß sowohl Chlorit als auch Kaolinit auftreten sollten (BRADLEY 1953). Ein natürliches, nicht quellfähiges Mineral mit einer Basisentfernung von ca. 10 Å wurde als Illit klassifiziert; ein Mineral, das mit Glycerin gesättigt, eine Basisentfernung von 17-18 Å besitzt, als Montmorillonit und ein Mineral mit einer integralen Serie von Ordnungen mit einer 14 Å-Periodizität, die unverändert bleibt nach Behandlung mit Glycerin und nach dem Erhitzen bis ca. 400° C, als Chlorit.

Die Probe Im-28; 150-180 enthält wahrscheinlich eine Wechsellagerung von Chlorit und Illit. Da es sich hier um Material eines Keuperhorizontes (Rote Gipsmergel) handelt, das mit dem aus der Umgebung von Maulbronn zu vergleichen ist (LIPPMANN 1954, 1956), wurde anfänglich vermutet, daß «Corrensit» vorhanden sein sollte. Eine genauere Untersuchung aber zeigte, daß es kein Chlorit-Vermikulit, sondern eher ein Chlorit-Illit Wechsellagerungssilikat ist. (U. a. eine geringere Reflektion auf ca. 24-25 Å

und eine ziemlich kleine Adsorptionskapazität von 31 mA/100 gr). Leider konnte keine genauere Analyse durchgeführt werden.

Kaolinit wurde durch eine Reflektion auf 7,15 Å bestimmt. Bemerkenswert ist noch, daß in fast allen Fällen die Mengen zu klein sind, um eine Aussage über den Kristallinitätsgrad geben zu können. Aber man gewinnt doch den Eindruck, daß er schlecht ist.

Die Quarzbestimmung geschah durch die stärksten Reflektionen auf 3,55, 1,814 und 1,376 Å. Andere Komponenten sind Lepidokrozit, Gibbsit, Boehmit und Hydrobiotit, die aber nur in kleinen Mengen erscheinen. Illit und Montmorillonit gehören zum dioktraedrischen Typ, wie aus den 060-Reflektionen hervorgeht. Bei der Aufnahme wurde CuK-Strahlung angewendet; die Emission betrug 20 mA bei 35 kV, während die Belichtungszeit für eine Kombination von 4 Proben 4 Stunden betrug.

Die Prozentsätze der Tonmineralien gestatten, die Tone der Lias-, Rhät- und Keuperablagerungen zu unterscheiden.

Lias (Tabelle 26).

Die Liastone kennzeichnen sich durch einen hohen Illitgehalt. Außerdem tritt in den meisten der untersuchten Proben Kaolinit auf. Primärer Chlorit und Montmorillonit fehlen in den ursprünglichen Ablagerungen. Im allgemeinen enthält die Fraktion kleiner als 1 Mikron mindestens 5% Quarz. Illit ist das bedeutendste Tonmineral der marinen Sedimente, wozu die Liasgesteine zu rechnen sind (GRIM 1953). MURRAY (1953) betrachtet die marinen Konditionen günstig für die Bildung dieses Tonminerals. Das durch Verwitterung und Transport angegriffene Kristallgitter der primären Mineralien besitzt eine stark negative Ladung. Da die im Meereswasser auftretenden Kalium-ionen weniger hydratisiert sind als die Natrium-, Calcium-, Magnesium- und Eisen-ionen, werden diese vorzugsweise adsorbiert, so daß dadurch Illit entsteht.

Die Lösbarkeit von SiO_2 steigt mit dem pH, so daß im alkalischen Milieu Tonmineralien mit einem hohen $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ Verhältnis, sowie Illit gebildet werden. Im sauren Milieu dagegen wird die Bildung von Tonmineralien mit einem niedrigen $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ Verhältnis gefördert. Nach MURRAY sollte Illit in Schiefen von sowohl marinem, Brack- als Süßwasser-Ursprung vorherrschen. In marinen Sedimenten liegt der Prozentsatz jedoch bedeutend höher. Untersuchungen von rezenten marinen Ablagerungen haben jedoch gezeigt, daß Montmorillonit im Meereswasser stabil sein kann (BAKKER 1958, GRIM 1958, JOHNS and GRIM 1958).

Von den Arietenmergeln wurden vier Proben von aufeinanderfolgendem Verwitterungsgrad untersucht. Die ungefähren Prozentsätze der Tonmineralien in der ersten Probe aus einer Grube im ursprünglichen Gestein entnommen, können als typisch für die Liasablagerungen in diesem Gebiet betrachtet werden. Illit ist der wichtigste Bestandteil der Fraktion kleiner als 1 Mikron (Abb. 17). Aus den Interferenzlinien konnte man sehen, daß dieser Illit gut kristallisiert ist. Außerdem besteht die Tonfraktion zu einem kleinen Teil aus Kaolinit und Quarz. Das Röntgenbild zeigt weiterhin Linien, die auf eine Beimengung mit Chlorit und Hydrobiotit deuten können (MILLOT 1949). Die Ver-

Muttergestein	Probe	Tiefe in cm	Material	Illit	Kristallinität des Illits	Montmorillonit	Kaolinit	Quarz	Chlorit	Hydrobiotit	Lepidokrozit	T-Wert
Arieten- schichten	Grube Kalleksuewen	110-120 100-110 60- 70	Mergel	70-75	g	10 15-20	15-20	5	× ×	5		25,6
			Grauer Ton	75	g		15	5-10				31,5
			Brauner Ton	75	zg		10	5				49,8
			Fossiler Boden	60-65	a		15	5				55,9
Luxemburger Sandstein	Grube Medingen		Ton	95	zg			5		×	44,9	
Psilonoten- schichten	no-34 c-34	50- 60 38- 75	Grauer Ton	70	zs	×	10	20				37,6
			Brauner Ton	70-75	s	10	10-15	5				53,9

Tabelle 26. Die Tonmineralienzusammensetzung der Verwitterungsprodukte des Lias. — Clay-mineral composition of weathered Liassic formations.

witterung dieser Mergel zu einem grauen Ton fällt zusammen mit einer Veränderung in der Zusammensetzung der Tonfraktion. Sobald der graue Ton jedoch in den gelbbraunen übergeht, beginnt Montmorillonit in Erscheinung zu treten. Gleichzeitig wird der Kristallisationszustand des Illits, vor allem bei jk-57 schlechter, wo der Ton stärker verwittert ist als bei b-13, was auch aus dem höheren T-Wert hervorgeht (Abb. 17; 2).

Vom Ton des unverwitterten Luxemburger Sandsteines konnte keine Analyse gemacht werden. Die in Tabelle 26 genannte Probe wurde einer Tonschicht zwischen den Sandbänken entnommen. Diese Tonschicht stimmt im Verwitterungszustand mit dem grauen Ton der Arietenschichten überein. Die Tonminerale weichen in soweit von denen im grauen Ton ab, als Kaolinit fehlt und Illit weniger gut kristallisiert ist. Außerdem wurde Lepidokrokit spurenweise wahrgenommen.

Weiterhin wurde die mineralogische Zusammensetzung des Tones einiger dem Luxemburger Sandstein auflagernden Böden bestimmt (Tabelle 27). In diesen Böden nimmt der Illitgehalt nach oben zu ab, während Kaolinit und Montmorillonit in derselben Richtung zunehmen. Letzteres trifft auch für den Quarzgehalt zu.

Im A- und B-Horizont von fg-10 erscheinen Spuren von Gibbsit, im A-Horizont von n-40 Boehmit. Dies ist umso bemerkenswerter, weil man erwarten sollte, daß das Aluminiumhydroxyd, das bei der Verwitterung frei wird, wie das Eisenhydroxyd nach den B-Horizonten eluviiert, was für Podsolbildung als normal angesehen wird. Im Profil bei n-40, dessen B-Horizont deutlich ein Eisenanreicherungshorizont ist, besitzt der A-Horizont ungefähr 5% Boehmit. Die Prozentsätze sind aber zu klein, um hieraus weitere Schlußfolgerungen ziehen zu können. Da der Chlorit sonst in den diesbezüglichen Profilen fehlt, ist es wahrscheinlich, daß dieses Mineral im A-Horizont bei n-45 eine sekundäre Bildung ist.

In diesem Zusammenhang wurden vom äolischen Lehm auch einige Röntgenbilder gemacht. Die Resultate sind in Tabelle 27 zu finden. Wie in den vorhergegangenen Kapiteln gezeigt wurde, tritt der ursprüngliche Löss in diesem Gebiet nicht mehr auf. Die Bodenbildung ist bereits so weit fortgeschritten, daß kein C-Horizont mehr gefunden wird. Der größte Teil der Fraktion kleiner als 1 Mikron wird durch Illit eingenommen. Die Kristalle sind so schlecht ausgebildet, daß die Interferenzlinien einen verschwommenen Charakter zeigen. In den zwei untersuchten Böden besteht nur ein kleiner Unterschied zwischen A- und B-Horizont. Auch hier hat der A-Horizont wieder mehr Kaolinit und Montmorillonit, während Illit in beiden Horizonten in einem schlechteren Kristallisationsgrad vorkommt (Abb. 17; 3).

Diese Zahlen zeigen, daß die Verwitterung in der Nähe der Oberfläche am stärksten ist. Der geringe Unterschied in der tonmineralogischen Zusammensetzung der A- und B-Horizonte rechtfertigt es, die Tonkonzentration im B-Horizont als Resultat mechanischen Transportes zu betrachten, ohne daß hierbei Mineralien neu gebildet wurden. Selbst von differenzierter mechanischer Auslaugung kann nicht die Rede sein, wie durch einige Untersucher (WHITTIG and JACKSON 1955, BEAVERS, usw. 1955), in gleichartigen Böden auf Sand und Löss gefunden wurde. Sie wiesen darauf hin, daß eine relative Anreicherung des Montmorillonits in den B-Horizonten auftreten kann, weil seine

Muttermaterial	Boden	Probe	Tiefe in cm	Horizont	Illit	Kristallinität des Illits	Montmorillonit	Kaolinit	Quarz	Chlorit	Gibbsit	Boehmit	Lepidokrozit	T-Wert	
Luxemburger Sandstein	Blb	fg-10	14-20	A2	55	ss	15	15	15	×	×			61,6	
			45-55	B2-1	60	ss	15	10	15	×	×			61,3	
			85-100	B2-2	80	ss	10	5	3					48,2	
	B1c	h-8	15-20	A2	90	ss	×	5	5			×			46,7
			55-65	B2-1	85	ss	5	5	3			×			45
			65-80	B2-2	95	s	×		2						68,2
	B2b	n-45	25-30	A2	70	ss	15	5	5-10	5					42,3
			60-70	B2	85	s	5	5	5						40,2
	B3	n-40	15-24	A2	60	ss	15	15	10				5		
			26-44	B2-2	70-75	ss	5	15	5-10						
44-60			C	75-85	ss	5	5-10	5-10					5	51,5	
Äolischer Lehm	JA2	jk-57	15-32	A2	70-75	s	10	10-15	5					52,9	
			32-53	B	75-85	s	5-10	5-10	5						47,7
			53-65	Ton der Arieten- schichten	60-65	ss	15-20	15	5						55,9
	JB2	lm-46	10-34	A2	70	ss	15	10	5	5	×				57,3
			34-70	B2	80-85	s	5-10	5	5	×					56,8
			70-95	Gelbroter Sand	80	ss	10	3	5						56,5
	hi-10	55-70	Gelbroter Sand	80	s	10	5	5							46,6
Eisenkonkretion in gelbrotem Sand			10			(90% Goethit)									

Tabella 27. Die Tonmineralien der Böden des Luxemburger Sandsteines und des äolischen Lehmes. —
Clay-mineral composition of soils developed from the Luxemburger Sandstein and the aeolian deposits.

Kristalle kleiner als die der übrigen Tonmineralien sind (JACKSON, WHITTIG, VAN DEN HEUVEL, KAUFMAN and BROWN 1953).

Die fossilen, gelbroten Böden im Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines, die unter dem äolischen Lehm liegen, ergeben eine große Übereinstimmung mit dem B-Horizont im hangenden Lehm. Die Farbe und die Eisenkonkretionen erlauben zu vermuten, daß diese Böden unter anderen Klimaverhältnissen als die heutigen gebildet worden sind (man vergleiche Kapitel III). Diese Annahme wird durch eine Röntgenaufnahme des Materials, das die Quarzkörner in den Eisenkonkretionen zusammenkittet, bestätigt. Es besteht beinahe ganz aus Goethit, was auf eine intensivere Verwitterung als die heutige hinweist. Es mutet deshalb fremd an, daß die Tonmineralien in diesen fossilen Böden, die wahrscheinlich ein Rest von einem «Red-Yellow Podzolic soil» sind, nicht mehr von den in den holozänen Böden abweichen. Man würde eher einen hohen Prozentgehalt Kaolinit erwarten (KREBS and TEDROW 1958), was jedoch in beiden untersuchten Proben nicht der Fall war.

Andererseits dürfte darauf hingewiesen werden, daß die Untersuchungen des Physisch-Geographischen Laboratoriums ergaben, daß in zahlreichen Überresten einer Gelbrotverwitterung in Odenwald und Harz Illit vorherrscht. Auch Montmorillonit tritt in den untersuchten Proben auf, aber Kaolinit spielt fast immer eine untergeordnete Rolle (mündliche Mitteilung BAKKER's). In unserem Fall liegen die Verhältnisse jedoch vermutlich etwas anders.

Nimmt man an, daß in dem äolischen Lehm der Ton aus dem A- in den B-Horizont transportiert wird, dann ist es sehr gut möglich, daß der in diesem Sand vorhandene Ton aus dem darüberliegenden Lehm stammt und nichts mit einer früheren Bodenbildung zu tun hat. Dieser gelbrote Sand würde also jetzt bodengenetisch zum B-Horizont gehören. MARÉCHAL (1955), beschreibt eine derartige Bodenentwicklung in dünnen Lössdecken in Belgien. Dort, wo nur eine wenig mächtige Lehmschicht anwesend ist, findet man oft keinen C-Horizont. Die jüngere B-Horizontbildung ist dann ganz oder zum Teil in das Substrat vorgedrungen (BD- oder Bd-Horizont).

In diesem Zusammenhang sollte die tonmineralogische Zusammensetzung der Tone auf den Arietenschichten, welche ebenfalls eine Lehmbedeckung haben, mit den eben genannten Verhältnissen auf dem Luxemburger Sandstein des selben Plateaus verglichen werden. Der Ton, der eine fossile, vielleicht tertiäre Bodenbildung darstellt, enthält ziemlich viel Montmorillonit.

Von den Psilonotenschichten wurden zwei Tonproben von verschiedenem Verwitterungsgrad, wenn auch nicht von derselben Stelle, untersucht. In der ersten Probe ist der Ton noch grau. Montmorillonit fehlt fast ganz, der Quarzgehalt ist sehr hoch. Der Illit ist in der Tonschicht des Luxemburger Sandsteines schlecht kristallisiert. Braunfärbung dieses Tones durch Pyritoxydation ging hier auch wieder zusammen mit einer Zunahme des Montmorillonits und einer Verbreiterung der Illitlinien.

Auch aus diesen Tatsachen kann abgeleitet werden, daß der im ursprünglichen Gestein auftretende Illit während der Verwitterung verschwindet und daß sein Kristallisationszustand sich verschlechtert unter gleichzeitiger Zunahme von Mont-

morillonit, Kaolinit, Quarz und Aluminiumhydroxyd. Diese Erscheinung wurde schon von vielen Untersuchern festgestellt. Meistens nimmt man an, daß Montmorillonit auf Kosten des Illits gebildet wird (u. a. DAVIDSON and HANDY 1953), obwohl es nicht unwahrscheinlich ist, daß er auch durch Umbildung von verwitterungsfähigen Teilchen der Sand- und Mehlsandfraktion entstehen kann. BEAVERS, JOHNS, GRIM und ODELL (1955) verdeutlichten das für die Tonminerale im kalkreichen Geschiebelehm in Illinois.

Illit ist unter bestimmten Bodenverhältnissen instabil (LAATSCH 1957). Der Übergang von Illit in Montmorillonit findet durch die Auswechslung der bindenden K-Ionen zwischen dem Illitgitter in bestimmten Schichten statt. Illit geht dadurch zuerst in Kristalle mit Wechsellagerstruktur über. (SCHROEDER 1955, HAMDY und EPPRECHT 1955, WHITTIG and JACKSON 1955, JACKSON, WHITTIG, VAN DEN HEUVEL, KAUFMAN and BROWN 1953, SCHMEL and JACKSON 1955).

FOSTER (1953) zeigte, unter Berücksichtigung der charakteristischen Ladungsunterschiede von Illit und Montmorillonit, daß es eine zu einfache Vorstellung ist, wenn man annimmt, daß man Montmorillonit aus Illit nur durch ein Austauschen von K-Ionen aus dem letzteren Mineral, erhalten würde. In den Strukturen der Kristallgitter müssen auch Änderungen stattfinden. MURRAY und LEININGER (1954) schreiben den Übergang des Illits in Montmorillonit der Oxydation zweiwertiger Eisen-Ionen in der Oktaederschicht des Illits zu. Die Struktur dieser Schicht würde dadurch zerstört, was durch die Abnahme der Intensität und der Verbreiterung der Bänder der basalen Reflexionen des Illits zum Ausdruck kommt. Durch die Oxydation dieser Eisen-Ionen wird die Ladung geändert. Die anziehenden Kräfte zwischen den Schichten verkleinern sich, wodurch die K-Ionen ausgetauscht werden können. Dadurch entsteht ein Mineral, das quellfähig ist, wie Montmorillonit.

Unter den in den Luxemburger Böden vorherrschenden Verhältnissen ist Montmorillonit stabiler als Illit, obgleich TSUNEO TAMURA (1955) annimmt, daß dieses in podsolisierten Böden nur dann der Fall ist, wenn der Montmorillonit in Wechsellagerung mit dem Illit auftritt. Tatsächlich kann unter anderen Klimaverhältnissen Illit stabiler sein als Montmorillonit, wie BAKKER in Surinam fand.

Man sieht aus den Tabellen, daß die Tonmineralienverwitterung fortschreitet. Oben in den Böden steigt der Kaolinitgehalt, welches ein weiteres Stadium in einem sauren Milieu darstellt (ROSS and HENDRICKS 1945). Der ansteigende Quarzgehalt und die spurenhafte Anwesenheit von Aluminiumoxyd in den oberflächlichen Schichten weist darauf hin, daß schließlich die Bindung zwischen der Kieselsäure-Tetraederschicht und der Aluminiumhydroxyd-Oktaederschicht völlig zerbrochen ist.

Im allgemeinen wird angenommen, daß auch der Chlorit relativ schnell verwittert. Doch wurde dieses Mineral in einigen der obersten Horizonte der Böden aus dem Luxemburger Sandstein festgestellt. CARROLL and HATHAWAY (1954) zogen aus dem tonmineralogischen Studium eines Podsolprofils auf Kalkstein die Schlußfolgerung, daß in feuchten, sauren Verhältnissen Kaolinit und Chlorit auf Kosten von Illit und Montmorillonit gebildet werden. Von Kaolinit nehmen sie an, daß es aus Illit durch Angriff des Kristallgitters geformt werden kann. Chlorit kann ebenfalls auf diese Weise entstehen, soll aber nach diesen Untersuchern auch bereits in kleinen Mengen in Wechsellagerung mit Illit

im ursprünglichen Gestein auftreten können. Durch die schnellere Verwitterung des Illits würde der Chlorit an Wichtigkeit relativ zunehmen. Weil primärer Chlorit in den aufbereiteten Verwitterungsprodukten des Luxemburger Sandsteines fehlt, ist anzunehmen, daß der Chlorit der diesbezüglichen Bodenprofile sekundär gebildet wurde, was also mit der ersten der oben genannten Entstehungsmöglichkeiten übereinstimmt.

Rhät (Tabelle 28).

Der Ton der rhätischen Ablagerungen unterscheidet sich von dem im Lias durch das Auftreten von Montmorillonit, selbst im Material, das nur noch sehr wenig verwittert ist. Deswegen hat man Grund um anzunehmen, daß dieses Tonmineral bereits im ursprünglichen Gestein vorkommt. Auch in diesem Ton ist der Illit wieder vorherrschend, während der Gehalt an Kaolinit und Quarz nicht viel von dem im Lias abzuweichen scheint. Wohl weisen die breiten Bänder der basalen Reflektionen auf einen schlechten Kristallisationszustand des Illits hin. Das Verwitterungsmaterial des Rhäts, d. h. also der Ton der roten Tonschiefer, der Ton des Rhätsandsteines als auch der von den schwarzen Blättermergeln, zeigen große Übereinstimmung (Abb. 17; 5 und 6). Die roten Tonschiefer enthalten jedoch mehr Kaolinit als die schwarzen Blättermergel und der Rhätsandstein. Dies kann ein Anzeichen dafür sein, daß diese Ablagerung, wie LUCIUS (1948) bereits angibt, an mehr kontinentale Verhältnisse gebunden ist, worauf die rote Farbe hinweisen könnte. Der tonmineralogischen Zusammensetzung nach, wurden die rhätischen Sedimente unter anderen Verhältnissen abgelagert, als die Liasgesteine, obgleich auch Unterschiede im Herkunftsgebiet eine Rolle gespielt haben können.

Es ist auch sehr wahrscheinlich, daß das innerkristalline Quellungsvermögen des Montmorillonits und vielleicht auch teilweise das des schlecht kristallisierten Illits ein wichtiger Faktor in der Entwicklung der Liascuesta ist. LUCIUS (1948) sagt darüber bereits: «Der Rhät als Baugrund verdient besondere Erwähnung. Der Rhät bildet für Bauten aller Art weitaus den ungünstigsten Untergrund der Triasformation, ja man darf sagen,

Muttergestein	Probe	Tiefe in cm	Illit	Kristallinität des Illits	Montmorillonit	Kaolinit	Quarz	Chlorit	T-Wert
Rote Tone	n-29	87- 97	60	zs	5	30	5		37,7
		47- 57	55	zs	10	30	5		42,6
Rhätsandstein	n-18	25- 57	85	ss	10	3	3-5		58,9
Schwarze Blättermergel	mn-29	82- 92	75	ss	15-20	3	5		52,9
		28- 35	90	ss	10	×	×		56,3
Steinmergelkeuper	lm-28	150-180	70	zg		×	×	30	32,3
		10- 20	80	zg	×		×	20	40,1
Rote Gipsmergel	o-24	130-140	80	zg			×	20	32,3
		20- 62	90	zg			3-5	5-10	
Schilfsandstein	op-23	40- 50	75	zg		×	3-5	20	

Tabelle 28. Die Tonmineralienzusammensetzung der Verwitterungsprodukte des Rhäts und des Keupers. — Clay-mineral composition of weathered Rhaetic and Keuper formations.

«alle anderen Bedingungen gleichbleibend, aller Formationen des Landes. Besonders «gefährlich sind die roten Tone über dem Sandstein, nicht minder aber auch die schwarzen «Tone unter und zwischen dem Rhätsandstein. Hier wirken drei ungünstige Faktoren «meistens zusammen, um den Rhät zu einem gefährlichen Baugrund zu machen. Die «schwarzen wie die roten Tone sind wegen ihrer feinen Körnung sehr plastisch und «quellen durch Wasseraufnahme stark. Dazu sind die meisten von einer bis 100 m mächtigen, schwer lastenden Decke des durch Diaklesen stark dislozierten Luxemburger Sandsteines bedeckt, unter dessen Last sie ausgequetscht werden, so daß die Felsmassen «leicht zum Talhang geneigt werden und längs der Klüfte abbrechen. Der Sandstein «ist außerdem ein starker Wasserhorizont, so daß die Unterlage durch die vielen Wasser«austritte reichlich durchtränkt wird. Die rhätische Unterlage verursacht also den auf«fallend starken Zerfall der Formation des Luxemburger Sandsteines.»

Die Volumenunterschiede, die als Folge des Quellungsvermögens des Montmorillonits bei abwechselndem nassen und trockenen Zustand des Tones auftreten, unterminieren die Sandsteinwände der darüberliegenden Liassuesta. Dieser Effekt wird noch durch die Plastizität verstärkt, die diese Tone bei Wasseraufnahme erhalten, wodurch sie leicht abgleiten können. In diesem Zusammenhang ist es interessant, auf eine Veröffentlichung Lippman's (1956) über das Tonmineral «Corrensit», ein Mineral mit Wechsellagerungsstruktur von Chlorit und Vermikulit, hinzuweisen. Der Quellfähigkeit dieses Minerals, das er auch im Röt (Oberer Buntsandstein) feststellte, schreibt er die Unterminierung des Unteren Muschelkalkes in der Göttinger Gegend zu.

BAKKER hat wiederholt darauf hingewiesen, daß besonders der Unterschied im innerkristallinen Quellungsvermögen für viele morphologischen Erscheinungen sehr wichtig sein kann. Während der schon genannten Exkursion des Physisch-Geographischen Laboratoriums wurde eine Anzahl Proben von Materialien genommen, die Bodenfließungserscheinungen zeigten. Nicht nur die Proben des Röts der Mackenroder Spitze (MORTENSEN 1956), sondern auch die des Rhäts in der Maingegend enthalten neben Illit einen wichtigen Prozentsatz Montmorillonit.

Keuper (Tabelle 28).

Die Keuperablagerungen weichen im Hinblick auf die Zusammensetzung der Tonmineralien deutlich von den Rhät- und Liasschichten ab. Meistens tritt Chlorit in einem ziemlich großen Prozentsatz auf, bei lm-28 in einer Tiefe von 150 bis 180 cm selbst 30%. Nach MURRAY (1953) sind die Sedimentationsumstände für die Chloritbildung günstig zu nennen, wenn viele Mg-Ionen anwesend sind. POWERS (1953) schreibt die Bildung dieses Materials dem Wachstum der Brucitschichten über den Basalflächen des Illits zu, vor allen Dingen dann, wenn der Illit schlecht kristallisiert ist. Auch aus Montmorillonit kann Chlorit entstehen (GRIM and JOHNS 1953).

Der Chlorit in diesen Keuperschichten zeigt keine Übereinstimmung mit dem quellfähigen Chlorit (Corrensit), die LIPPMANN (1954) für den Keuperton bei Maulbronn in Deutschland beschreibt.

Kolluvium (Tabelle 29).

Der Ton im Kolluvium spiegelt den Einfluß der Schichten wieder, die das Material lieferten.

Der Ton von l-43 stammt aus einer Probe des sandigen Kolluviums in einer der tiefen Plateaudellen im Luxemburger Sandstein. Aus dem hohen Montmorillonitgehalt kann man ableiten, daß es hauptsächlich die obersten, am stärksten verwitterten Horizonte sind, die an der Dellenauffüllung mithelfen. Dies bestätigt die Vermutung, daß diese Auffüllung als Folge der Erosion durch oberflächliche Abströmung des Regenwassers stattfindet. Das Kolluvium auf den Talhängen ist dagegen komplexer in seiner Zusammensetzung, da in der Talbodenrichtung nacheinander sowohl Lias-, Rhät- als Keuper-gesteine an ihrem Aufbau beitragen.

Vom Kolluvium wurden wenig Proben analysiert, weil die Verhältnisse, in denen die Tonminerale auftreten, örtlich sehr verschieden sein können.

Material	Boden	Probe	Tiefe in cm	Illit	Kristallinität des Illits	Montmorillonit	Kaolinit	Quarz	T-Wert
Kolluvium	K	l-43	15- 20	65	ss	15	10	15	68,1
			105-110	65-70	zs	10	10	10-15	43
	IE	n-29	0- 30	70	s	10	10	5	56,3
Alluvium	M	m-28	20- 53	95	zs			5	
	O	b-45	7- 28	85-90	zs		5-10	5	46,2
	P	j-28	22- 40	85-90	s		5-10	5	51,2

Tabelle 29. Die Tonminerale in den kolluvialen und alluvialen Ablagerungen. — Clay-mineral composition of the colluvial and alluvial deposits.

Alluvium (Tabelle 29).

Von der Talbodenauffüllung wurden zwei Röntgenbilder aufgenommen, das eine von einer Stelle, wo das Material sehr sandig ist, das andere dort, wo beinahe kein Sand vorhanden war. Beide Proben zeigen eine große Uniformität. Das Fehlen des Montmorillonits braucht nicht zu verwundern, da die Böden auf dem Lias und dem Rhät dem Talboden nur relativ wenig Ton liefern. Anders ist es jedoch mit dem Chlorit, der im Steinmergelkeuper vorkommt. Das Vorkommen von Ton im Alluvium wird wahrscheinlich durch das Einschneiden des Flusses in den Steinmergelkeuper verursacht. Das Fehlen des primären Chlorits, von dem man annimmt, daß er ziemlich instabil ist (JACKSON and SHERMAN 1953), muß wahrscheinlich einer vorzeitigen Verwitterung oder ungünstigen Verhältnissen im Alluvium zugeschrieben werden.

Die unverwitterten Gesteine (Tabelle 30).

Schließlich wurden einige unverwitterte, feinkörnige Gesteine analysiert. Zu diesem Zweck wurde ein kleines Stückchen des Gesteins im Mörser verpulvert. Ohne weitere Vorbehandlung wurden die Röntgenphotos genommen. Die Ergebnisse dieser Bestimmungen dürfen nicht mit denen der Fraktionen kleiner als 1 Mikron verglichen werden, weil hier auch größere Körner anwesend sind, die durch ihr Volumen eine relativ viel wichtigere Rolle spielen als die kleineren Teilchen. Da die größeren meistens aus Quarz bestehen, sind die Reflektionen dieses Minerals am deutlichsten zu sehen. Ein Tonmineral wie Montmorillonit, das nur in den feinsten Fraktionen erscheint (JACKSON, WHITTIG, VAN DEN HEUVEL, KAUFMAN and BROWN 1953), ist in einem derartigen Puderpräparat nicht mehr oder nur spurenhaf nachzuweisen. Mit Illit und Kaolinit ist das anders, denn deren Kristalle besitzen oft einen größeren Diameter.

In den noch unverwitterten Pylonotenschichten treten neben Quarz vor allem Illit und Kaolinit auf. Die Anwesenheit von Calciumcarbonat in diesem Gestein ist in der Röntgenaufnahme zu sehen. Auch Dolomit ist noch mit einigen Prozenten vertreten.

In den roten Tonschiefern, wahrscheinlich durch den größeren Tonreichtum dieses Gesteins, ist der Quarzgehalt niedriger als in den Pylonotenschichten. Auch hier herrschen wieder Kaolinit und Illit, von dem ein Teil aus Muskovit besteht, vor. So wie bereits weiter oben angeführt, tritt der Montmorillonit in einem derartigen Präparat nicht mehr vor. Das Calciumcarbonat hat eine neutrale Reaktion des Verwitterungsbodens auf diesem Gestein zur Folge.

In den schwarzen Blättermergeln ist kein Calciumcarbonat vorhanden. Seine Abwesenheit trägt in diesen Böden zum schwach sauren Charakter bei. In dieser Probe konnte die Beimischung von Montmorillonit festgestellt werden. Die schwarzen Blättermergel unterscheiden sich von den roten Tonschiefern durch ihren viel niedrigeren Kaolinitgehalt, eine Erscheinung, die auch durch das Verwitterungsmaterial dieser Gesteine gezeigt wird.

Stratigraphische Gliederung	Fundort	Illit + Muskovit	Montmorillonit	Kaolinit	Quarz	Chlorit	Feldspat	Calzit	Dolomit	Gips
Pylonotenschichten	Syren	30		20	40	×		10	3	
Rote Tone	Witeschbiere	45	×	25	25	×		5		
	Syren	40	×	20	30			5	3	
Schwarze Blättermergel	Syren	80	×	×	15-20					
Steinmergelkeuper (grau)	Kreckelsbiere	60			15		×		20-25	2-3
Steinmergelkeuper (rot)	Kreckelsbiere	65			10		×		20-25	2-3
	Waldbredimus	55			10	15			15-20	2-3
Rote Gipsmergel	Waldbredimus	55-60			10	10			15-20	2-3

Tabelle 30. Die Resultate der Röntgenanalyse einiger mesozoischer Gesteine. — Mineral composition of some Mesozoic formations.

Vom Steinmergelkeuper wurden drei Präparate gemacht. Ihre Fundstellen liegen außerhalb des untersuchten Gebietes. Die ersten zwei Proben sind vom «Kreckelsbiere», einem Auslieger der Liase, einige Kilometer nördlich von Moutfort. Der Steinmergelkeuper ist hier in Bänken mit verschiedener Färbung abgelagert. Die erste Probe stammt aus einer grauen Bank, die zweite aus einer roten. In der mineralogischen Zusammensetzung bestehen praktisch keine Unterschiede. Es fällt auf, daß nur in der roten Bank Spuren von Chlorit zu sehen sind. Anders ist es in der dritten Probe aus einer Gipsgrube bei Waldbredimus, einige Kilometer südöstlich von Moutfort, wo 15% Chlorit vorhanden sind. Weiter unterscheidet sich der Steinmergelkeuper hier nicht von dem auf dem «Kreckelsbiere». Die Roten Gipsmergel, ebenfalls von Waldbredimus, unterscheiden sich nicht nennenswert vom Steinmergelkeuper aus derselben Grube. Der hohe Magnesiumgehalt des Steinmergelkeupers und der Roten Gipsmergel äußert sich sowohl im hohen Dolomitgehalt als auch im örtlich auftretenden Chlorit. Auch wurden einige Prozent Gips festgestellt.

Diskussion.

Der aus den Muttergesteinen stammende Illit, bleibt auch in den Böden das wichtigste Tonmineral (Van Houten 1953, Hermans 1955). Es fällt jedoch auf, daß in einem so kleinen Gebiet wie das Untersuchte, diese Gesteine in so verschiedenem Verwitterungsgrad an der Oberfläche vorkommen. Am deutlichsten zeigt sich das, wenn man diese Ergebnisse mit der Tabelle der Verwitterungsstadien, die Jackson and Sherman (1953) aufstellten, vergleicht:

1. Gips, etc.
2. Calcit, Dolomit, etc.
3. Olivin-Hornblende, etc.
4. Biotit, Magnesiumchlorit, etc.
5. Albit, etc.
6. Quarz, etc.
7. Muskovit, Illit, etc.
8. Vermiculit, etc.
9. Montmorillonit, etc.
10. Kaolinit, etc.
11. Gibbsit, Boehmit, etc.
12. Hämatit, Goethit, etc.
13. Anatas, etc.

Das Verwitterungsstadium des Bodens wird durch das überwiegende Auftreten eines der obenstehenden Minerale in der kolloidalen Fraktion bestimmt. Es ist interessant zu sehen, wie im untersuchten Gebiet die verschiedenen Stadien 1 bis 12 dicht nebeneinander auftreten. Gipskristalle kommen in den Böden auf dem Steinmergelkeuper manchmal in einer Tiefe von weniger als 20 cm vor. Ebenso wie der Calcit, verschwindet der Gips bei der normalen Vorbehandlung der Proben. In den Pulverpräparaten der Gesteine sind die Gipskristalle jedoch noch vorhanden.

Je nach dem Alter der Böden können die Mineralien 1 bis 7 als Verwitterungsreste anwesend sein. Die Mineralien 9 bis 12 sind an Stellen, wo die Gesteinsstruktur und die Morphologie eine intensive Verwitterung erlauben, neu gebildet worden. Die fossilen Böden unter dem äolischen Lehm befinden sich im Stadium 12, obwohl der gebildete Goethit nicht in der kolloidalen Fraktion auftritt, sondern zu Konkretionen zusammengekittet ist.

2. DIE T-WERTE (Tabelle 31)

In den Tabellen wurde neben der tonmineralogischen Zusammensetzung auch die Sorptionskapazität (Umtauschkapazität; T-Wert) der Tone angegeben. Diese T-Werte verdanke ich H. J. MÜLLER, der sie im Physisch-geographischen Laboratorium der Universität von Amsterdam feststellte. Für die Untersuchungsmethode vergleiche man Beilage. 3.

Die Sorptionskapazität der Tonmineralien ist sehr verschieden. GIESEKING (1949) und GRIM (1953) geben folgende Werte:

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

Jeder T-Wert, sowie er in den Tabellen angegeben ist, entspricht der gesamten Sorptionskapazität aller Tonmineralien, die in einer Probe auftreten. ORMSBY und SAND (1954) glaubten, aus der Höhe des T-Wertes das Verhalten der Illits und Montmorillonits ableiten zu können. HATHAWAY und CARROL (1953) zeigten jedoch mit Hilfe einer großen Anzahl Proben, daß kaum Verband zwischen den T-Werten und der Tonmineralienzusammenstellung besteht. Aus den in diesem Kapitel beigefügten Tabellen kommt doch deutlich zum Ausdruck, daß die T-Werte sowohl durch den Kristallisationszustand des Illits als auch durch die Anwesenheit von Montmorillonit beeinflußt werden. Diese Tatsache ist wahrscheinlich dem Umstand zu verdanken, daß die Tonmineralien in einem

		Kristallinität des Illits	T-Wert
Illit (+ Chlorit) 100 %		gut	38
		ziemlich gut	43
		ziemlich schlecht	50
		schlecht-sehr schlecht	51
Illit 90-98%	Montmorillonit 2-10%	ziemlich gut	59
		ziemlich schlecht	60
Illit 85-90%	Montmorillonit 10-15%	schlecht-sehr schlecht	59
		schlecht-sehr schlecht	71

Tabelle 31. Die Sorptionskapazitäten einiger Illit-Montmorillonitmischungen, berechnet auf 100% Illit (+ Chlorit), bzw. Illit+ Montmorillonit. — The calculated cation-exchange capacity of some mixtures of illite and montmorillonite.

beschränkten Raum untereinander eine große Ähnlichkeit in ihrem Aufbau besitzen (Weaver 1958). Demgegenüber haben die Tone, die durch HATHAWAY und CARROLL analysiert wurden, ein sehr unterschiedliches Herkommen.

Die Tabelle dient dazu den Zusammenhang zwischen den T-Werten einerseits und den Kristallisationszustand des Illits und der Beimengung von Montmorillonit andererseits zu zeigen. In dieser Tabelle sind die T-Werte stets auf 100% Illit (ev. + Chlorit) oder 100% Illit und Montmorillonit berechnet. Die Umtauschkapazität der anderen Tonminerale, die ja sehr niedrig ist oder fast keine Rolle spielt, ist dabei absichtlich außer Acht gelassen worden. Diesen Zahlen darf natürlich keine absolute Bedeutung beigemessen werden, um so mehr, weil der Prozentgehalt der vorhandenen Tonminerale in den vorausgegangenen Tabellen immer nur global ist.

Im ersten Teil wurden die gemittelten T-Werte für die verschiedenen Kristallisationsstadien des Illits angeführt. Wenn die Interferenzlinien auf der Röntgenaufnahme scharf erscheinen, sind die Kristalle gut geformt. Mit Zunahme der Schwankungen im Abstand zwischen den Basisflächen werden die 001-Reflexionen undeutlicher. Die Auflockerung des Illitgitters geht zusammen mit einer Erhöhung des negativen Ladungsüberschusses, also mit einer Zunahme der T-Werte.

Obwohl der Schärfegrad der Linien auf der Röntgenaufnahme sich ziemlich stark unterscheidet, bleibt der T-Wert ungefähr gleich. Die Ursache liegt wahrscheinlich darin, daß die Auflockerung des Illitgitters direkt durch die Zwischenschiebung von Montmorillonit in Wechsellagerungsstruktur verursacht wird. Diese Tatsachen würden die Ansicht vieler Untersucher über die Art und Weise, in der die Bildung des Montmorillonits aus Illit stattfindet, bestätigen.

Der dritte Teil der Tabelle zeigt zum Schluß, wie bei der Vergrößerung des Montmorillonitgehaltes auch die T-Werte wieder zunehmen.

3. ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Kapitel wurde von einer Anzahl Proben die tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion kleiner als 1 Mikron beschrieben. Obwohl Illit in allen Analysen überlegen ist, weisen die Verwitterungsprodukte der mesozoischen Formationen doch wohl einige Unterschiede auf. Im Lias ist der Illitgehalt sehr hoch, während die Rhätablagerungen durch eine bereits im Gestein vorhandene Menge von Montmorillonit gekennzeichnet werden. Diese Montmorillonitbeimischung dürfte zum größten Teil für das starke Fließen der Verwitterungsmaterialien dieser Gesteine verantwortlich sein, welches ein wichtiger Faktor beim Zurückweichen des Schichtstufenrandes ist. Der ziemlich hohe Kaolinitgehalt in den roten Tonschiefern könnte ein Fingerzeig für die kontinentalen Ablagerungsverhältnisse dieser Tone sein. Der Keuper enthält neben Illit auch Chlorit.

Der Illit wird bei Verwitterung umgesetzt in Montmorillonit, während in weiteren Verwitterungsstadien Kaolinit, Quarz und der für feucht-tropische Böden charakteristische Hydrargillit gebildet werden können. Bei diesen Prozessen wurden die Kristallgitter des Illits angegriffen, was eine Erhöhung der Austauschkapazität zur Folge hat.

SUMMARY

This study gives a contribution to the knowledge of the development of the Lias-cuesta in relation to weathering phenomena and soil formation in the Grand Duchy of Luxembourg. The area chosen for the fieldwork was near Moutfort, some 12 km east of the capital. In this area the properties of the weathering products and soil profiles on the Mesozoic rocks were studied by means of 120 profile-holes and about 2000 borings. The results thus obtained have been laid down in a soil map with a scale of 1 : 15 000. The profile-pits were also used for the taking of about 350 soil samples, which were tested on grain-size frequency, pH, carbonates, organic matter, heavy minerals and cation-exchange capacity («Physisch-geografisch Laboratorium» of the University of Amsterdam) and clay minerals («Kristallographische Afdeling van het Laboratorium voor Algemene en Anorganische Scheikunde» and «Laboratorium voor Electronen Microscopie» of the University of Amsterdam). The data yielded by the investigation of the soils and the soil samples made it possible to draw deductions as to the geomorphological development of the Liascuesta in the area concerned.

CHAPTER I

Chapter I gives a survey of the rocks and land-forms in the area. Superficially viewed the landscape is geomorphologically composed of two parts. The former part is made up of the plateaus, approximately the dip slopes of the cuesta, formed by the resistant «Luxemburger Sandstein». The surface of the plateaus, intersected by some dry valleys and gullies, the so-called dells (Schmitthenners definition of «Dellen» covers the meaning of the word «dells»), is chiefly composed of this sandstone and of the younger «Arietenschichten». Both formations belong to the Lias.

The latter form is the wide valley of the Syr, bounded on either side by the plateaus. The steeper parts of the valley slopes at the foot of the sandstone walls are chiefly composed of marly and sandy Rhaetic layers, the less steep parts along the alluvial bottom of the valley being Keuper formations. (Fig. 20). The lithological characteristics concerning these depositions have partly been drawn from Lucius (1948). For a better understanding of the weathering phenomena and their geomorphological consequences it was necessary to investigate some aspects of the sedimentological character of the parent rock.

The valley slopes are honeycombed with numerous dells, which, like the plateau dells, are filled with colluvial material. The bottom of the Syr valley is alluvial.

The mesozoic layers show numerous faults. Part of this investigation aimed at answering the question whether soil-mapping apparatus could be instrumental in finding geomorphologically important faults and flexures. Though in some places the presence of faults could be deduced from the position of the rocks, it proved, however, not always

possible to determine the exact position of these breaks, owing to the complicated structure and the local covering with colluvial material. Considering the trend of the few demonstrable faults, the valley of the Syr may be conceived to have been formed now in a horst and then again in a graben (Fig. 1). Yet the uniformity of the valley suggests that the formation must have occurred independently of tectonic differences in height. It is more probable that the faults are so numerous locally that they gave rise to a zone of weakness in the «Luxemburger Sandstein» plateau, in which the Syr could widen out its valley.

CHAPTER II

This chapter, treating of the classification of the soils occurring in the area, aims at tabulating the soils in such a way as to show their interrelation as clearly as possible. Originally the classification developed in the United States seemed to be the most suitable. The importance of a soil classification understood and applied throughout the world is obvious. Yet the American classification, failing to separate geologically and pedologically determined properties of the soil, upset the relation between the soils in the investigated area too much to be practicable.

At present the soils have been classified according to 1) genesis of the parent material, 2) physical-geographical position and way of deposition of the parent material, 3) parent material, 4) profile development, 5) secondary properties such as thickness, etc.

Legend:

Soils in material produced by the weathering of rocks in place.

Plateau soils.

Ac	Clay	(Arietenschichten).	Shallow soil.
Ad	«	«	Very shallow soil.
Ae	«	«	Very shallow soil over limestone bedrock.
jAc	«	«	Shallow soil, covered with wind-blown loam.
lAc	«	«	Shallow soil, covered with colluvial loam.
lAc	«	«	Very shallow soil over limestone bedrock, covered with colluvial loam.
AB	«	«	Moderately deep to shallow soil over sand (Luxemburger Sandstein).
Ba	Sand	(Luxemburger Sandstein).	Deep soil.
Bb	«	«	« Moderately deep soil.
Bc	«	«	« Shallow soil.
Bd	«	«	« Very shallow soil.
Bla	«	«	« Deep soil. Horizon of accumulation of iron.
Blb	«	«	« Moderately deep soil. Horizon of accumulation of iron.
Blc	«	«	« Shallow soil. Horizon of accumulation of iron.

B2b	Sand (Luxemburger Sandstein).	Moderately deep soil. Horizon of accumulation of iron and clay.
B2c	« « «	Shallow soil. Horizon of accumulation of iron and clay.
B3	« « «	Gray bleached layer.
Bqd	Loam « «	Very shallow soil.
Bs	Sand « «	Coarser grade.
jB2	« « «	covered with wind-blown loam. Horizon of accumulation of iron and clay.

Valley soils.

C	Sand (Luxemburger Sandstein).
kDq	Loam (Pylonotenschichten), covered with colluvial sand.
lDr	Clay (Pylonotenschichten), covered with colluvial loam.
lE	Clay (Rote Tonschiefer), covered with colluvial loam.
lFq	Sand (Rhätsandstein), covered with colluvial loam.
lFr	Clay (Schwarze Blättermergel), covered with colluvial loam.
Gc	Clay (Steinmergelkeuper). Shallow soil.
Gd	Clay (Steinmergelkeuper). Very shallow soil.
H	Clay (Rote Tonschiefer).
I	Sand (Schilfsandstein).

Soils in transported material,

Soils in material deposited by wind.

JA2	Loam. Moderately deep to shallow soil over clay (Arietenschichten).
JB2	Loam. Moderately deep to shallow soil over sand (Luxemburger Sandstein).

Soils in material deposited by gravity.

K	Sand.
L	Loam.
L4	Loam. Mottling below 40 cm.
L5	Loam. Mottling throughout the profile.
M	Clay.
M4	Clay. Mottling below 40 cm.
M5	Clay. Mottling throughout the profile.

Soils in material deposited by water.

N4	Sand. Mottling below 40 cm.
N5	Sand. Mottling throughout the profile.
O4	Loam. Mottling below 40 cm.
O5	Loam. Mottling throughout the profile.
P5	Clay. Mottling throughout the profile.

CHAPTER III

Of each classified type of soil the third chapter gives a profile description. After some general data concerning the point of observation, such as position, height, humidity, etc., there follow the properties of each horizon: boundaries, colour, texture, structure, consistence, etc.

The soils on the plateaus.

The «Arietenschichten» weather into clayey material in which there has been no opportunity for A and B horizons to develop, though admixture with wind-blown material sometimes gives the appearance of an A horizon to the surface layer. In other places these soils are covered with colluvial material. In the sandy soils on the «Luxemburger Sandstein» there are, however A and B horizons. Profile development has generally been so fast and deep in this material that there is no longer a C horizon (except in the Brown Forest soils). A B horizon occurs even where the sandy soils are bounded by the «Arietenschichten», indicating a nearly stationary position of this boundary during the profile development. According to the character of the accumulation in the B horizons we can distinguish Brown Forest soils, Gray-Brown Podzolic soils and Podzolic soils. Though the last-mentioned soils have developed under coniferous trees the influence of the vegetation is probably of minor importance.

The clay accumulation in the B horizon of the Gray-Brown Podzolic soils depends on the presence of colloidal particles in the A horizon, which may either be originally present in the rock or may be due to admixture with wind-deposited material. Where clay was absent in the A horizon the B horizon has been exclusively illuviated with iron.

In those where soil erosion has been most intense the sandy soils are very shallow. This proves to be the case along the escarpment of the cuesta and along the incised dells. Consequently the cuesta is eroded not only at the edge, but also at the dells. Subsequent investigations will however show that soil erosion on the plateaus plays only a minor part in the recession of the cuesta escarpment.

The soils on the valley slopes.

The soils on the valley slopes are characterized by great immaturity, while the steeper parts of the valley sides under the plateau slopes are usually covered with colluvial material. Soil erosion in the valley has been more intense than on the plateaus, as is evidenced both by the absence of a weathering layer in many places, and by the absence of wind-blown material. From the distribution of the soils it can be deduced that undercutting of the impervious layers rich in montmorillonit and illite under the «Luxemburger Sandstein» has been the chief cause of the recession of the escarpment slope of the cuesta.

The soils in the aeolian deposits.

In some places on the plateaus wind-blown material overlies the original soils as a separate layer. In this material, belonging to the Loess-type, a Gray-Brown Podzolic soil has developed. Where this loam tops the «Luxemburger Sandstein» it is separated

from it by a buried soil characterized by a yellow red color and local accumulations of ferric concretions, showing traces of truncation by solifluction and deflation (Fig. 13). From the here and there very slight thickness of this yellow red sand it can be deduced that weathering of the sandstone is a very slow process. So slow, in fact, that at least since the time of the deposition of the wind-blown loam it has been possible for only some centimetres of sandstone to be converted into sand. There is no reason to assume a quicker process in this region for the weathering of the clayey deposits. Moreover ferric and manganese concretions of probably late-tertiary age occur in the soils on the «Arietenschichten» even close to the un-weathered rock.

The soils in the colluvial deposits.

The texture of the colluvium which both fills the dells and covers some steep slopes, is determined by the texture of the soils supplying the material (Fig. 11). On the plateaus the dells in the «Arietenschichten» contain clayey material, and those in the «Luxemburger Sandstein» sand or loamy sand. The colluvium in the slope dells is rich in clay, unless the dell is beginning in the «Luxemburger Sandstein». The stage of profile development in the sandy material in the plateau dells indicates that in these dells transport is no longer taking place. Under the recent colluvium in these dells yellow red material is sometimes found which seems to be related to the yellow red soils under the wind-deposited loam (Fig. 13) and in which we also find signs of solifluction. The high ground-waterlevel in the vicinity of the valley bottom gives rise to mottling in the profiles.

The soils in alluvial material.

The texture of the alluvial soils is very sandy near Contern, where the influence of the «Luxemburger Sandstein» is considerable (Fig. 12, b-45; 28-60). Downstream this sand influence diminishes, resulting in more clay in the soils (Fig. 12, j-28; 22-40), till the «Schlaederbach» supplies new sand. The profiles in the alluvial soils are generally very moist.

CHAPTER IV

From most soil types samples have been taken for the determination of the mechanical composition of the horizons (Tables 3-8). The resulting figures proved to be suitable not only for an accurate determination of texture but also serviceable as data for inferences as to structure of the rocks and the development of the soils. Thus e. g. the granular analyses supply the most important contribution to the determination of the aeolian character of the loam deposits. Both the silty admixture of the top layer of the soils on the «Arietenschichten» (Fig. 3, bc-18; 0-20) and the «Luxemburger Sandstein» and the separate loam deposits on the plateaus (Fig. 10) show the maximum characteristic of loess in the fractions of 8-50 micron.

With the help of mechanical composition it is also possible to check how much the properties of the soils on the «Luxemburger Sandstein» plateau (Fig. 5) are related with sedimentologically determined differences in the parent rock (Fig. 7), or are due to admixture of wind-blown material. (Fig. 6)

Samples of weathering products of the «Pylonotenschichten» (Fig. 7, de-32; 29-54) and the «Arietenschichten» (Fig. 3, b-13; 110-120), respectively underlying and covering the «Luxemburger Sandstein», and of interbedded clay strata in the «Luxemburger Sandstein» (Fig. 7, k-12; 93-140) yielded similar grain-size frequency distributions pointing to deposition under analogous sedimentological conditions. Further evidence of the slight weathering of the valley rocks is supplied by the presence of parent rock particles. In many samples the cementation of these particles was such that a granular analyses proved impossible. Analyses of the colluvium covering the slopes south of Contern show a distribution of the sand over the different grades which can only be explained by assuming that this colluvium is not a product of washing down by rainwater, but of movement of the whole soil controlled by gravity (Fig. 4 and 15). This type of transportation also occurs in the colluvium in the outcrop zones of the clay-rich materials underneath the «Luxemburger Sandstein», forcing the escarpment slope of the cuesta to retreat as a result of undermining.

CHAPTER V

The heavy minerals which are treated in this chapter are split into three associations (Tables 9-25). The weathering products of the Mesozoic rocks are characterized by the occurrence of tourmaline, zircon and rutile with a slighter admixture of garnet, brookite and anatase (Table 10). The wind-blown loam on the other hand contains besides these minerals epidote, green hornblende and some metamorphic minerals (Table 12) which argues a connexion between this loam and the loess deposits in Holland and Belgium (Table 15). An attempted correlating of this wind-blown deposit with dated loess sedimentations elsewhere points to a Riss-glacial or a still earlier dating. This would mean that 1) solifluction under peri-glacial conditions during the Würm glacial on the plateaus has been of little importance and that 2) no cover loam was deposited during the Würm glacial. This interpretation of the analyses results is however suggested with a reserve, because the advanced profile development has resulted in the disappearance of the original C-Horizon of the wind-blown material.

The third association found is the volcanic one, mixed with the surface layers of the region. Its connexion with Eifel volcanism has been proved by various authors. The volcanic province of the Eifel resolves into some associations. The one found in Luxembourg and besides in Belgium, France and even the Odenwald, is characterized by the predominance of basaltic hornblende with augite and titanite as additional components. Recent investigations have proved that these minerals were distributed at the end of the Würm glacial till perhaps the beginning of the Holocene. With the help of these volcanic minerals it was possible to trace where the Holocene soil erosion has been active, as these minerals may be expected to be absent there. On the plateaus this proves to be the case only on the steeper slopes where the weathering products of the «Arietenschichten» are at surface (Table 17). The sandy soils on the plateaus have only been subject to slight Holocene erosion, even those parts where the relatively fastest erosion can be deduced from the slighter depth of the soils (Table 18). The steep sandstone slopes of the plateau dells and of the plateaus also still contain volcanic minerals, thus proving a fairly unchanged position of the cuesta escarpment during the Holocene (Table 18).

In the valley, however, the volcanic minerals have disappeared in some places, as e. g. in some parts of the steeper slopes in the Rhaetic formations, where they will have been carried away by downward flowing rainwater and mass movements (Table 19). The less steep valley slopes among them too contain relatively less basaltic hornblende, augite and titanite than the soils on the plateaus. Contrary to the plateaus the valley slopes have been affected by Holocene erosion.

The volcanic association has also been used to differentiate between Holocene and Pleistocene colluvium and alluvium, because it can be assumed that the Holocene material will contain these minerals, though a transition zone of some decimetres should be taken into consideration. Inspection of the alluvium yielded the result that volcanic minerals occur there to a depth of 1,20 m (Table 20). Consequently this material must be of Holocene age. The yellow red solifluction material at the bottom of the shallow dells in the «Luxemburger Sandstein» is free from these minerals (Fig. 13), thus constituting another proof for the state of rest reigning in these dells in the Holocene (Table 22). The material in the deep plateau dells to a depth of more than 1,20 m is of Holocene age, from which a slow filling up of these dells can be inferred (Table 23). The formation of these plateau dells must have taken place under climatological circumstances differing from those of the present. The shape of the shallow plateau dells suggests an origin due to periglacial solifluction. Yet the possibility should be considered that locally intensive solution of calcium-carbonate may have been a factor initially, because in many cases the plateau dells run parallel to the direction of the faults and joints. The origin of the deeply incised dells, into which the shallow dells pass or flow, cannot, however, be ascribed to solifluction. Most probably the great amounts of water liberated by the periodical melting of the snow during a periglacial period are responsible for the erosion of these dells.

The springs so often found at the end of the deep dells are quite foreign to the formation of these dry valleys, though a tectonic connexion between these two phenomena is possible. Where the slopes of these deep dells do not show an angle of 30-35 degrees (Fig. 21), steep walls may be found showing traces of various kinds of wall weathering (Fig. 22). Thus there are e. g. traces of mechanical weathering due to ice action in a periglacial climate, while in other places we may find «Salzsprengrung» and solution of the calcium-carbonate into «Karren»-shaped excavations (Fig. 23).

Besides, both the shape of the deep dells and the valleys in the «Luxemburger Sandstein» and the heavy mineral analyses suggest that notwithstanding its often spectacular results the weathering of the sandstone is an exceedingly slow process.

Both the periods with a periglacial climate and the presence of the dells are of great importance for the development of the cuesta landscape. When after one or more periglacial periods the dells have been lowered to groundwater level the brook starting to flow into them takes charge of further erosion. Not until the impermeable layers under the sandstone have been reached can the valley be widened, implying recession of the escarpment slope of the cuesta. This is not only due to erosion of those impervious layers caused by downward flowing rainwater. Transport of soil material caused by gravity is an important contributory factor, too.

The presence of volcanic minerals down to the basis of the filling-up of the dells in the valley of the Syr proves this filling-up to be of Holocene age (Table 24). It is besides

obvious from the morphology of the outlets of these dells that the material is still on the move. This downward flow relates to the filling-up in its entirety and does not essentially differ from the movement of material due to solifluction. Contrary to common practice this type of dells should consequently not be taken for periglacial relics. There are even indications that the «upper course» of some of these dells was lengthened during the Holocene (Fig. 14). The colluvium covering some of the steeper parts of the valley slope seems equally to be still moving and undercutting the sandstone walls.

So the result of these investigations point to a retreat of the cuesta escarpment due to sliding-down of the subjacent impervious clayey layers; the escarpment-slope recession itself playing a passive part; the boundary plane of the «Luxemburger Sandstein» and the impervious layers is the regression indicatrix. The impervious layers covering the sandstone are eroded away quicker resulting in the outcropping of the sandstone. The surface of this sandstone has to a certain degree been subject to altiplanative denudation.

CHAPTER VI

In this chapter is found the clay-mineralogical composition of the fraction smaller than one micron of a number of samples (Tables 26-31). Though illite predominates in all cases the weathering products of the mesozoic formations do show important differences. In the Lias (Table 26) the illite percentage is very high, while the Rhaetic deposits (Table 28) are characterized by a quantity of montmorillonite pre-occurring in the rock. This montmorillonite is in great part responsible for the easy sliding down of the clays resulting from weathering of these rocks, providing an important factor in the undercutting and the regression of the cuesta escarpment. The rather high percentage of kaolinite in the «Rote Tonschiefer» might point to deposition in a continental environment. The Keuper contains chlorite besides the illite (Table 28).

Recent weathering causes illite to be converted into montmorillonite, while in more advanced weathering stages kaolinite, quartz and the hydrargillite may be formed (Table 27). These processes affect the crystalline structure of the illite, increasing the exchange capacity (Table 31).

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDEL, T. H. VAN (1950) — *Provenance, Transport and Deposition of Rhine sediments*, Wageningen.
- ANTUN, P. (1953) — *Les associations des minéraux denses du Mésozoïque Luxembourgeois* — Ann. Soc. Géol. Belg. 76. pp. 249-271.
- AHRENS, W. und VON BULOW, K. (1934) — *Das Alter des Laacher Bimsteinausbruchs* — Zeitschrift d. Geol. Ges. 86, pp. 92-99.
- BAECKEROOT, G. (1942) — *Oesling et Gutland* — Morphologie du Bassin ardennais et luxembourgeois de la Moselle. Paris.
- BAKKER, J. P. (1948) — *Over tectogene en morfogene gelijktijdigheid bij de jongere Gebergte-vorming in West- en Midden-Europa in het kader van denudatieve altiplanatie* — Natuurwetensch. Tijdschr., 30, pp. 3-53. Gent.
- BAKKER, J. P. (1956) — *Niederländische Schriften über Hangentwicklung*. — Premier Rapp. d. l. Comm. pour l'étude des versants, pp. 56-65. Rio de Janeiro.
- BAKKER, J. P. (1958) — *Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam* — (In Bearbeitung).
- BAKKER, J. P. and LE HEUX, J. W. N. (1952) — *A remarkable new geomorphological Law I*, — II-Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Amsterdam. Series B, 55. No. 4 and 5.
- BAKKER, J. P. und MULLER, H. J. (1957) — *Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den feuchten Tropen, unter besonderer Berücksichtigung von Surinam*. Lautensach-Festschrift.
- BEAVERS, A. H., JOHNS, W. D., GRIM, R. E. and ODELL, R. T. (1955) — *Clay minerals in some Illinois soils developed from loess and till under grass vegetation*. — Proc. Third Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 395.
- BENNEMA, J., SCHELLING, J. en VEENENBOS, J. S. (1953) — «*Great Soil Groups*» in *Nederland*. Boor en Spade VI.
- BOURGUIGNON, P. (1953) — *Associations minéralogiques des limons et argiles des Hautes Fagnes*. — Ann. Soc. Géol. de Belg. 77, pp. 39-60.
- BRADLEY, W. F. (1953) — *X-ray diffraction criteria for the characterization of chloritic material in sediments*. — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 327.
- BRINDLEY, G. W. (1951) — «*X-ray Identification and Structure of the Clay Minerals*». — Chap. I, pp. 1-31. Min. Soc. of Great Britain Monograph.
- BUDEL, J. (1944) — *Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitalters im gleischerfreien Gebiet*. — Geol. Rundschau. t 34, pp. 483-519.
- DAVIDSON, D. T. and HANDY, R. L. (1953) — *Studies of the clay fraction of southwestern Iowa loess*. — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clay and Clay Min. 327.
- DOEGLAS, D. J. (1955) — *A rectangular diagram for comparison of size frequency distributions*. — Geol. en Mijnb.
- DOORMAAL, J. C. A. VAN, (1945) — *Onderzoekingen betreffende de lössgronden van Z.-Limburg*. — Wageningen.
- DÜCKER, A. (1937) — *Über Strukturböden im Riesengebirge*. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 89.
- EDELMAN, C. H. (1953) — *Petrologische provincies in het Ned. Kwartair*. — Geol. Inst. Univ. Amsterdam.
- EDELMAN, C. H. en DOEGLAS, D. J. (1932) — *Reliktstrukturen detritischer Pyroxene und Amphibole*. — Min. und Petr. Mitt.
- EDELMAN, C. H. en DOEGLAS, D. J. (1933) — *Bijdrage tot de petrologie van het Nederlandse Tertiair*. — Verh. Geol.-Mijnb. Gen.
- EDELMAN, C. H. en DOEGLAS, D. J. (1934) — *Über Umwandlungserscheinungen an detritischem Staurolith und anderen Mineralien*. — Tschermaks Min. und Petr. Mitt.
- FIRBAS, F. (1954) — *Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial von Wallersen im Hils*. — Nachr. Akad. v. Wiss. Göttingen.
- FLIEDNER, D. (1957) — *Geomorphologische Untersuchungen im nördlichen Odenwald*. — Remagen/Rh.

- FOSTER, M. D. (1953) *The relation between «illite», beidellite and montmorillonite.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 327.
- FRECHEN, J. (1953) — *Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in Mittel- und Süddeutschen Mooren.* — Geol. Jb. 1953.
- FRECHEN, J. und STRAKA, H. (1950) — *Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifelmaare.* — Die Naturw. 37, pp. 184-185.
- GRIM, R. E. (1953) — *Clay Mineralogy.* — London.
- GRIM, R. E. and JOHNS, W. D. (1953) — *Clay mineral investigation in the Northern Gulf of Mexico.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 327.
- GRIM, R. E. (1958) — *Concept of diagenesis in argillaceous sediments.* — Bull. Am. Ass. of Petr. Geol. Vol. 42, N. 2., pp. 246-253.
- GULLENTOPS, F. (1952) — *Découverte en Ardenne de Minéraux d'origine volcanique de l'Eifel* — Bull. Ac. Roy. Belg. 38, pp. 736-740.
- GULLENTOPS, F. (1954) — *Contributions à la chronologie du pléistocène et des formes du relief en Belgique.* — Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 18, pp. 123-252.
- HAMDI, H. und EPPRECHT, W. (1955) — *Der Einfluß der chemischen Verwitterung auf die alluvialen Tone von Ägypten.* — Zeitschr. für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. 70. (115) Band, Heft 1.
- HATHAWAY, J. C. and CARROLL, D. (1953) — *Distribution of clay minerals and ion-exchange capacity in some sedimentary materials.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clay and Clay Min. 327.
- HEMPEL, L. (1955) — *Rumpfflächenlandschaft oder Schichtstufenland?* — Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen. Nr. 9.
- HERMANS, W. F. (1955) — *Description et genèse des dépôts meubles de surface et du relief de l'Oesling.* — Amsterdam.
- HOEKSEMA, K. J. (1953) — *De natuurlijke homogenisatie van het bodemprofiel in Nederland.* — Boor en Spade VI.
- HÖHL, G. (1958) — *Zur Frage der Entstehung des Gaustädter Profils (Franken)* — Mitt. der Geogr. Ges. Wien.
- JACKSON, M. L. and SHERMAN, G. D. (1953) — *Chemical weathering of Minerals in Soils.* — Adv. in Agronomy.
- JACKSON, M. L., WHITTIG, L. D., VANDEN HEUVEL, R. C., KAUFMAN, A. and BROWN, B. E. (1953) — *Some analyses of soil montmorin, vermiculite, mica, chlorite and interstratified layer silicates.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min., 327.
- JENNY, H. (1941) — *Factors of soil formation.* — New York.
- JOHNS, W. D. and GRIM, R. E. (1958) — *Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi River Delta.* — Journal of Sedimentary Petrology, 28.
- KELLERSOHN, H. (1952) — *Untersuchungen zur Morphologie der Talanfänge im mitteleuropäischen Raum.* — Kölner Geogr. Arb. Heft 1.
- KESSLER, P. (1925) — *Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet.* — Stuttgart.
- KLUTE, F. (1951) — *Das Klima Europas während der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit.* — Erdk.
- KREBS, R. D. and TEDROW, J. C. F. (1958) — *Genesis of Red-Yellow podzolic and related soils in New Jersey.* — Soil Science 85.
- KREMER, E. (1954) — *Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel, als Beitrag zur Quartärsgeschichte.* — Bonn.
- KUBIENA, W. L. (1953) — *Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas.* — Stuttgart.
- KUNDLER, P. (1957) — *Zur Charakteristik und Systematik der Braunen Waldböden.* — Zeitschrift Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde. 78 (113).
- LAATSCH, W. (1957) — *Dynamik der mitteleuropäischen Mineralböden.* — Dresden.
- LARSEN, E. S. and BERMAN, H. (1934) — *The microscopic determination of the nonopaque minerals.* — Geol. Surv. Bull., Washington.
- LARUELLE, J. (1955) — *Bijdrage tot de petrologie van de palaeozoische sokkel en van de residuaire deklagen in Hoog-Belgie (I).* — Natuurw. Tijdschr. 37.
- LEHMANN, O. (1953) — *Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden.* — Vierteljahrsschr. der Naturf.-Ges. Zurich, 3. 83-126.

- LIPPMANN, F. (1954) — *Über einen Keuperton von Zaisersweiher bei Maulbronn.* — Heidelberg Beiträge zur Min. und Petr. Bd. 4.
- LIPPMANN, F. (1956) — *Clay minerals from the Rötmember of the Triassic near Göttingen, Germany.* — Journal of Sed. Petrology. Vol. 26, No. 2.
- LUCIUS, M. (1948) — *Erläuterungen zu der geologischen Spezialkarte Luxemburgs.* — Band V. Luxemburg.
- LUCIUS, M. (1950) — *La notion de pénéplaine et le modelé du terrain de l'Ardenne luxembourgeoise.* — Luxembourg 1950.
- LUCIUS, M. (1952) — *Manuel de la Géologie du Luxembourg.* — Luxembourg.
- MACHATSCHKE, F. (1954) — *Geomorphologie.* — Stuttgart.
- MARECHAL, R. (1955) — *Bijdrage tot de kennis der oppervlakkige lagen in de Condrusische Ardennen.* — Natuurw. Tijdschr. 37.
- MILLNER, H. B. (1940) — *Sedimentary Petrography.* — London.
- MILLOT, G. (1949) — *Relations entre la constitution et la gène des roches sédimentaires argileuses.* — Géol. Appliq. et Prosp. Min. II.
- MORTENSEN, H. (1949) — *Rumpffläche — Stufenlandschaft — alternierende Abtragung.* — Petr. Mitt.
- MORTENSEN, H. (1953) — *Neues zum Problem der Schichtstufenlandschaft.* — Nachr. Akad. Wissensch. Göttingen. Nr. 2.
- MORTENSEN, H. (1956) — *Über Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten.* — Rio de Janeiro.
- MORTENSEN, H. und HOVERMANN, J. (1956) — *Der Berggrutsch an der Mackenroder Spitze, ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung.* — Rio de Janeiro.
- MUIR, J. W. (1956) — *The soils of the country round Jedburgh and Morebattle.* — Edinburgh.
- MUNSELL, A. H. (1911) — *Color Charts.* — Munsell Color Co. Inc. Baltimore.
- MURRAY, H. H. (1953) — *Genesis of clay minerals in some Pennsylvanian shales of Indiana and Illinois.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 327.
- MURRAY, H. H. and LEININGER, R. K. (1954) — *Effects of weathering on clay minerals.* — Proc. Third Nat. Conf. on Clays and Clay Min.
- ORMSBY, W. C. and SAND, L. B. (1953) — *Base-exchange: an analytical tool for mixed-layer aggregates.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 327.
- PELTIER, L. C. (1950) — *The Geographic Cycle in Periglacial Regions as it is related to Climatic Morphology.* — Ann. Ass. Am. Geogr. Vol. XL. Number 3.
- PIPER, C. S. (1950) — *Soil and Plant Analysis.* — New York.
- PORRENGA, D. H. (1958) — *The applications of a multiple Guinier-camera (after P. M. de Wolff) in clay mineral studies.* — The Am. Min.
- POWERS, M. C. (1953) — *Clay diagenesis in the Chesapeake Bay area.* — Proc. Sec. Nat. Conf. on Clays and Clay Min. 327.
- RIDDER, N. A. DE, (1957) — *Beiträge zur Morphologie der Terrassenlandschaft des Luxemburgischen Moselgebietes.* — Utrecht.
- RITCHIE, A., COLBY, W. G., SWANSON, C. L. W. and TSUNEO TAMURA (1957) — *Characteristics of Eolian influenced Soils in Connecticut. I.* — Proc. Soil Sc. Soc. Am. Vol. 21, No 5.
- ROBINSON, G. W. (1951) — *Soils. Their origin, constitution and classification.* — London.
- ROSS, C. S. and HENDRICKS, S. B. (1945) — *Minerals of the Montmorillonite group, their origin and relation to soils and clay.* — U. S. Geol. Survey Prof. Paper 205-B, pp. 23-79.
- SCHAEFFER, F. und SCHACHTSCHABEL, P. (1956) — *Bodenkunde.* — Stuttgart.
- SCHMEHL, W. R. and JACKSON, M. L. (1955) — *Interstratification of layer silicates in two soil clays.* — Proc. Third Nat. Conf. on Clays and Clay Min.
- SCHMITTHENNER, H. (1926) — *Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung.* — Zeitschr. Geomorphologie I., S. 3-28.

- SCHMITTHENNER, H. (1954) — *Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland.* — Petr. Mitt. 98, pp. 3-10.
- SCHMITZ, G. (1957) — *De terrassen en meanders van de Luxemburgse Sauer boven Goebelsmühle.* — Utrecht.
- SCHROEDER, D. (1955) — *Tonminerale mit Wechsellagerungsstruktur im Löss.* — Zeitschr. Pfl., Düng., Bodenk. 70 (115), Heft 1.
- SINDOWSKY, K. H. (1938) — *Korngrößen- und Schwermineralverteilung in den Tuffen und Lössen des Laacherseegebietes.* — Decheniana.
- SINDOWSKY, K. H. (1949) — *Results and problems of heavy mineral analysis in Germany: A review of sedimentary-petrological papers 1936-1948.* — J. of Sed. Petr. 19, I., pp. 3-25.
- SOIL SURVEY STAFF, (1951) — *Soil Survey Manual.* — U. S. Dep. Agr. Handbook No 18. Washington.
- STRAKA, H. (1952) — *Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel.* — Bonn.
- STRAKA, H. (1957) — *Die pollenanalytische Datierung von jüngeren Vulkanausbrüchen.* — Erdkunde.
- TAVERNIER, R. en LARUELLE, J. (1953) — *Bijdrage tot de petrologie van de recente afzettingen van het Ardennese Maasbekken.* — Nat. Wet. Tijdschr. 34, pp. 81-89.
- TAVERNIER, R. en SMITH, G. D. (1957) — *The concept of Braunerde (Brown Forest Soil) in Europe and the United States.* — Adv. in Agronomy.
- TICKEL, F. G. (1950) — *The examination of fragmental rocks.* — California.
- TRICART, J. (1951) — *Die Entstehungsbedingungen des Schichtstufenreliefs im Pariser Becken.* — Petr. Mitt. 95 pp. 98-104.
- TRICART, J. (1956) — *Cartes des phénomènes périglaciaires quaternaires en France.* — Paris.
- TROLL, C. (1944) — *Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde.* — Geol. Rdsch. Bd. 34, 7/8.
- TROLL, C. (1947) — *Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung.* — Erdkunde.
- TSUNEO TAMURA. (1955) — *Weathering of mixed-layer clays in soils.* — Proc. Third Nat. Conf. on Clays and Clay Min.
- TSUNEO TAMURA, RITCHIE A., SWANSON, C. L. W. and HANNA, R. M. — *Characteristics of Eolian Influenced Soils in Connecticut. II.* — Proc. Soil Sc. Soc. Am. Vol. 21. No 5.
- VAN HOUTEN, F. B. (1953) — *Clay minerals in sedimentary rocks and derived soils.* — Am. Journ. Sci. Vol. 251, pp. 61-82.
- VINK, A. P. A. (1949) — *Bijdrage tot de kennis van loess en dekzanden.* — Wageningen.
- WAGNER, G. (1950) — *Rund um Hoch Ifen und Gottesackergebiet.* — Ohringen.
- WEAVER, C. E. (1958) — *Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks.* — Bull. Am. Ass. of Petr. Geol. Vol. 42, N. 2., pp. 254-271.
- WEIDENBACH, F. (1952) — *Gedanken zur Lössfrage.* — Eisz. und Gegenw., 2.
- WHITTIG, L. D. and JACKSON, M. L. (1955) — *Mineral content and distribution as indexes of weathering in the Omega and Ahmeek soils of Northern Wisconsin.* — Proc. Third Nat. Conf. on Clays and Clay Min.
- WOLDSTEDT, P. (1954) — *Das Eiszeitalter.* — Stuttgart.
- ZONNEVELD, J. I. S. (1946) — *Schwermineraliengesellschaften in niederrheinischen Terrassensedimenten.* — Geol. en Mijnb.

DIE MECHANISCHE ANALYSE

Die Proben, deren Korngrößenzusammensetzung untersucht werden muß, werden zuerst an der Luft getrocknet. Danach werden sie in einem Mörser vorsichtig zerkleinert. In einem Sieb werden die Teile kleiner als 2 mm getrennt und gewogen.

Nacheinander bestimmt man:

- a) den Ton-, Mehlsand- und Sandgehalt;
- b) die Zusammensetzung der Sandfraktion;
- c) den Calciumcarbonatgehalt und
- d) den Humusgehalt.

Die Proben müssen einer Vorbehandlung unterworfen werden, bevor man die Korngrößen bestimmen kann. Diese Vorbehandlung besteht aus einer Oxydation der organischen Bestandteile durch Erwärmen mit einer Wasserstoffsuperoxydlösung, und aus einer Lösung des Calciumcarbonats und der verkittenden Eisenoxydhäutchen durch Behandlung mit verdünnter Salzsäure. Nach Auswaschen der Salzsäure wird der Ton durch Kochen mit einer Lösung von Natriumpyrophosphat und Natriumcarbonat, peptisiert.

Die Trennung der Ton- und Mehlsandfraktionen beruht auf der unterschiedlichen Absetzgeschwindigkeit der Teilchen, die nach dem Stokes'schen Gesetz von der Teilchengröße abhängig ist. Als Hilfsmittel diente die Pipette von Robinson.

Zur Untersuchung der Sandfraktionen werden nach der Pipetteanalyse die Teilchen kleiner als 16 Mikron in Atterbergzylindern durch Abschlämmen entfernt. Der Rückstand wird durch Sieben in Fraktionen getrennt. Der Calciumcarbonatgehalt wird mit der Methode Scheibler bestimmt. Hierbei wird die Menge Kohlensäure gemessen, die der Boden bei der Behandlung mit Salzsäure entwickelt. Diese Menge wird auf den Calciumcarbonat umgerechnet, obwohl diese natürlich auch teilweise von anderen Carbonaten stammen kann. Die Humusbestimmung geschieht nach der Methode Walkley und Black (PIPER 1950). Der Boden wird mit einer Calciumbichromatlösung und konzentrierter Schwefelsäure behandelt, wodurch die organischen Bestandteile des Bodens oxydiert werden. Das Übermaß an Calciumcarbonat wird mit einer Ferrosulphatlösung zurücktitriert. Aus dem Kaliumbichromatverbrauch kann der Humusgehalt berechnet werden.

Calciumcarbonat- und Humusgehalt sind in Prozenten für den ganzen Boden kleiner als 2 mm (getrocknet auf 105° C.) angegeben. Die Prozentsätze der Ton-, Mehlsand- und Sandfraktionen beziehen sich jedoch ausschließlich auf die mineralen Teile.

Die pH-Werte werden mittels einer Glaselektrode in einer Suspension von 20 Gramm Boden in 50 ml Wasser- bzw. Kaliumchloridlösung elektrometrisch bestimmt.

Beilage 2

DIE TRENNUNG DER FRAKTION KLEINER ALS 1 MIKRON

5 bis 20 Gramm Boden (je nach der granulären Zusammensetzung) werden mit 6% Wasserstoffsuperoxyd zur Entfernung des Humus behandelt. Nach Verdünnung mit Wasser bis ca. 100 cm³ wird 10 ml Normalsalzsäure hinzugefügt. Nach dem Ausfällen wird abgenutscht, und mit 0,01 N HCl, Wasser und Alkohol ausgewaschen. Der auf dem Filter getrocknete Boden wird in einem Mörser mit 0,005 N NaOH vorsichtig abgerieben, die gröberen Teile durch Sieben durch einen 105 μ -Sieb entfernt, und die Suspension in einem hohen Becherglas von 400 ml bis zu einer Höhe von 7,5 cm mit 0,005 N NaOH angefüllt. Diese Suspension wird gerührt und in einem thermostatischen Schrank zum Absinken gebracht. Nach ca. 24 Stunden (die genaue Absinkzeit hängt von der Temperatur ab und kann berechnet werden) wird die Suspension dekantiert. Die Bechergläser werden wieder mit dem Peptisationsmittel gefüllt, gerührt und aufs neue nach ca. 24 Stunden dekantiert. Diesen Vorgang wiederholt man so oft, bis die Suspension praktisch klar ist.

Die vereinigten Tonsuspensionen werden unter Hinzufügung von verdünnter Essigsäure und Calciumazetat niedergeschlagen, abgenutscht, mit destilliertem Wasser ausgewaschen, an der Luft getrocknet und vom Filter entfernt. Die Proben für die Röntgenanalyse werden mit Wasser angefeuchtet und im Vakuum über einer gesättigten Lösung von Kaliumcarbonat getrocknet. Bei der Anwesenheit von viel Calciumcarbonat wird während der Vorbehandlung eine größere Menge Salzsäure hinzugefügt. Ist die Probe sehr eisenoxydreich, was bei der Röntgenanalyse eine störende Wirkung hat, so wird nach der Entfernung des Humus eine Vorbehandlung mit Natriumdithionit angewendet, durch die das Eisen reduziert wird und in Lösung geht. Wenn die Peptisation mit NaOH nicht gelingt, wird eine Lösung von Natriumpyrophosphat verwendet.

Beilage 3

DIE BESTIMMUNG DER T-WERTE

200 bis 300 mg der Fraktion kleiner als 1 Mikron wird mit 30 ml N Ammoniumazetat (pH 7) 5 Min. intensiv geschüttelt. Danach wird zentrifugiert und die klare Flüssigkeit abgegossen. Diesen Prozeß wiederholt man noch zweimal.

Dann wird der Ton dreimal mit Alkohol gewaschen, durchgeschüttelt und zentrifugiert. Der Rest aus den Zentrifugenröhrchen wird in den Destillationskolben eines Mikrokjeldahlapparates gebracht und nach Zufügung von 10 ml einer 30% NaOH-Lösung wird der absorbierte Ammoniak durch Wasserdampfdestillation in eine 1 % Borsäure-Lösung überdestilliert.

Die Menge des Ammoniaks wird durch Titration mit 0,03 N HCl mit Hilfe eines Mischindikators (Methylrot und Bromkresolgrün) bestimmt. Das Resultat wird in Milliäquivalente per 100 gr Ton umgerechnet.

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung	
I. Kapitel Das Untersuchungsgebiet	
1. Die Ortsbestimmung	7
2. Die Stratigraphie	7
3. Die Landschaftsbeschreibung	9
4. Die Verwerfungen	10
II. Kapitel Die Bodenkarte	
1. Die Einteilung der Bodentypen	13
2. Die Legende	17
III. Kapitel Die Böden	
1. Einleitung	19
2. Die Böden in autochtonem Material	21
Die Plateauböden	21
Die Hangböden	39
3. Die Böden in allochtonem Material	48
Die Böden in äolischem Material	48
Die Böden in kolluvialem Material	51
Die Böden in alluvialem Material	56
4. Zusammenfassung	59
IV. Kapitel Die Korngrößenbestimmungen	
1. Einleitung	63
2. Die Böden in autochtonem Material	65
Die Plateauböden	65
Die Hangböden	77
3. Die Böden in allochtonem Material	83
Die Böden in äolischem Material	83
Die Böden in kolluvialem Material	87
Die Böden in alluvialem Material	90
4. Zusammenfassung	91

V. Kapitel Die Schwerminerale	93
1. Einleitung	93
2. Die Schwerminerale in den Verwitterungsprodukten der mesozoischen Gesteine	95
3. Die vulkanische Assoziation	99
4. Die Schwerminerale im äolischen Lehm	101
5. Die vulkanischen Minerale und die Abtragung	108
Die Plateauböden	108
Die Tiefe des Vorkommens der vulkanischen Minerale	108
Das Plateau	110
Die Dellenhänge	112
Der Schichtstufenrand	112
Die Talböden	112
6. Die vulkanischen Minerale und die Sedimentation	114
Das Alluvium	114
Das Kolluvium	115
Das Kolluvium in den Plateaudellen	115
Der Grundriß der Verbreitung der Plateaudellen	120
Die Typen der Plateaudellen	121
Die Wandverwitterungserscheinungen	122
Die Bedeutung der Plateaudellen für die Morphologie der Schichtstufenlandschaft	123
Das Kolluvium in den Hangdellen	124
Das Kolluvium auf den Hängen	128
Die Quellenerosion	130
Die «Gully-Erosion»	131
Die Bedeutung der Abtragung der undurchlässigen Schichten unter dem Luxemburger Sandstein für die Morphologie der Schichtstufenlandschaft	132
7. Zusammenfassung	133
VI. Kapitel Die Tonminerale	137
1. Die Röntgenanalysen	137
Lias	138
Rhät	144
Keuper	145
Kolluvium	146
Alluvium	146
Die unverwitterten Gesteine	147
Diskussion	148
2. Die T-Werte	149
3. Zusammenfassung	150
Summary	151
Literaturverzeichnis	159
Beilagen	163

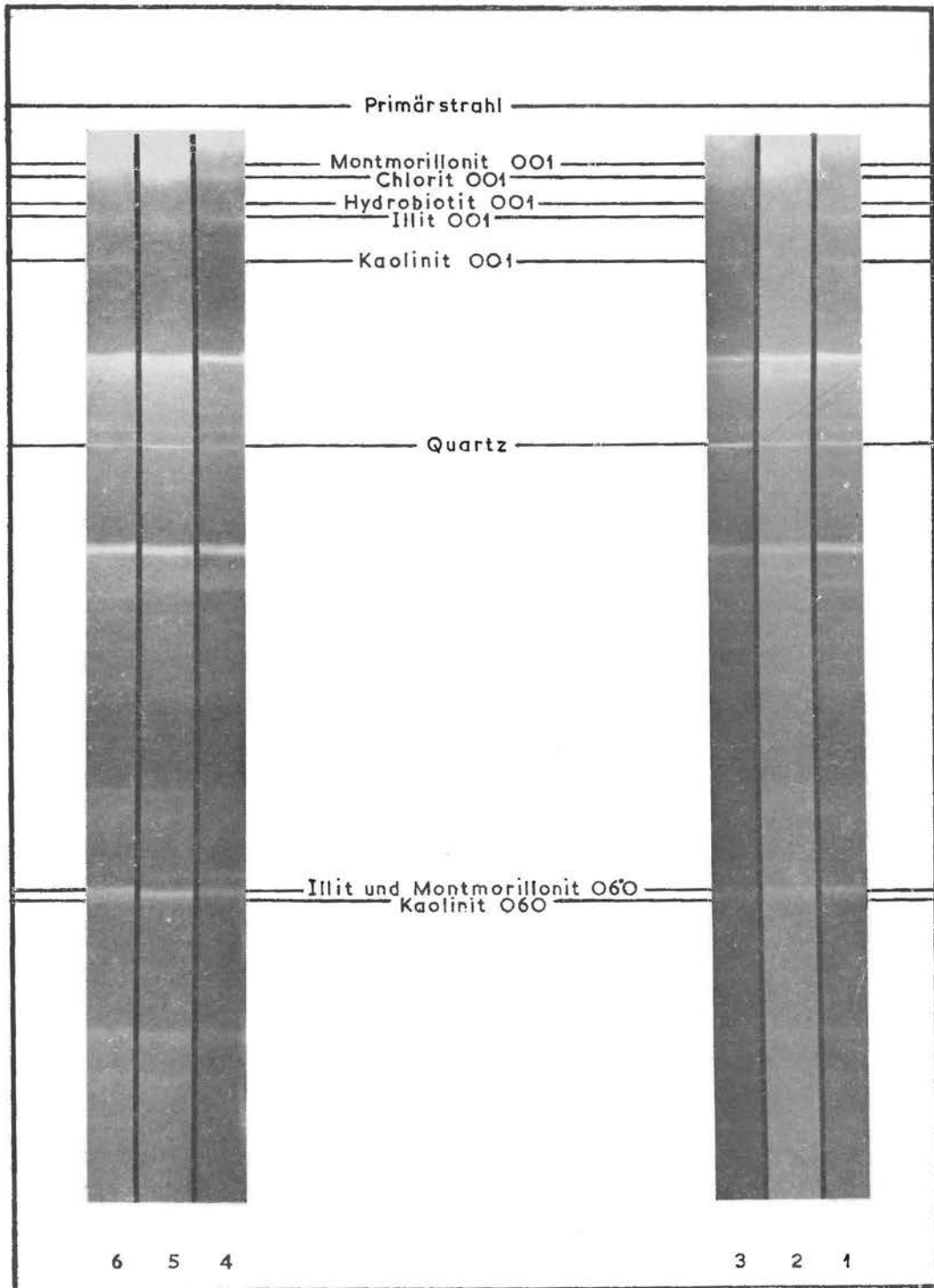


Abb. 17. Die röntgenographischen Aufnahmen einiger Proben der Fraktion kleiner als 1 Mikron — X-ray photographs of the clay fraction of some samples.

(Z. W. O.; Kristallographische Afdeling van het Laboratorium voor Algemene en Anorganische Scheikunde, Universiteit van Amsterdam)

- 1) Arietenschichten; 2) Arietenschichten (C-Horizont); 3) Äolischer Lehm (A-Horizont);
- 4) Steinmergelkeuper; 5) Schwarze Blättermergel; 6) Rote Tonschiefer.

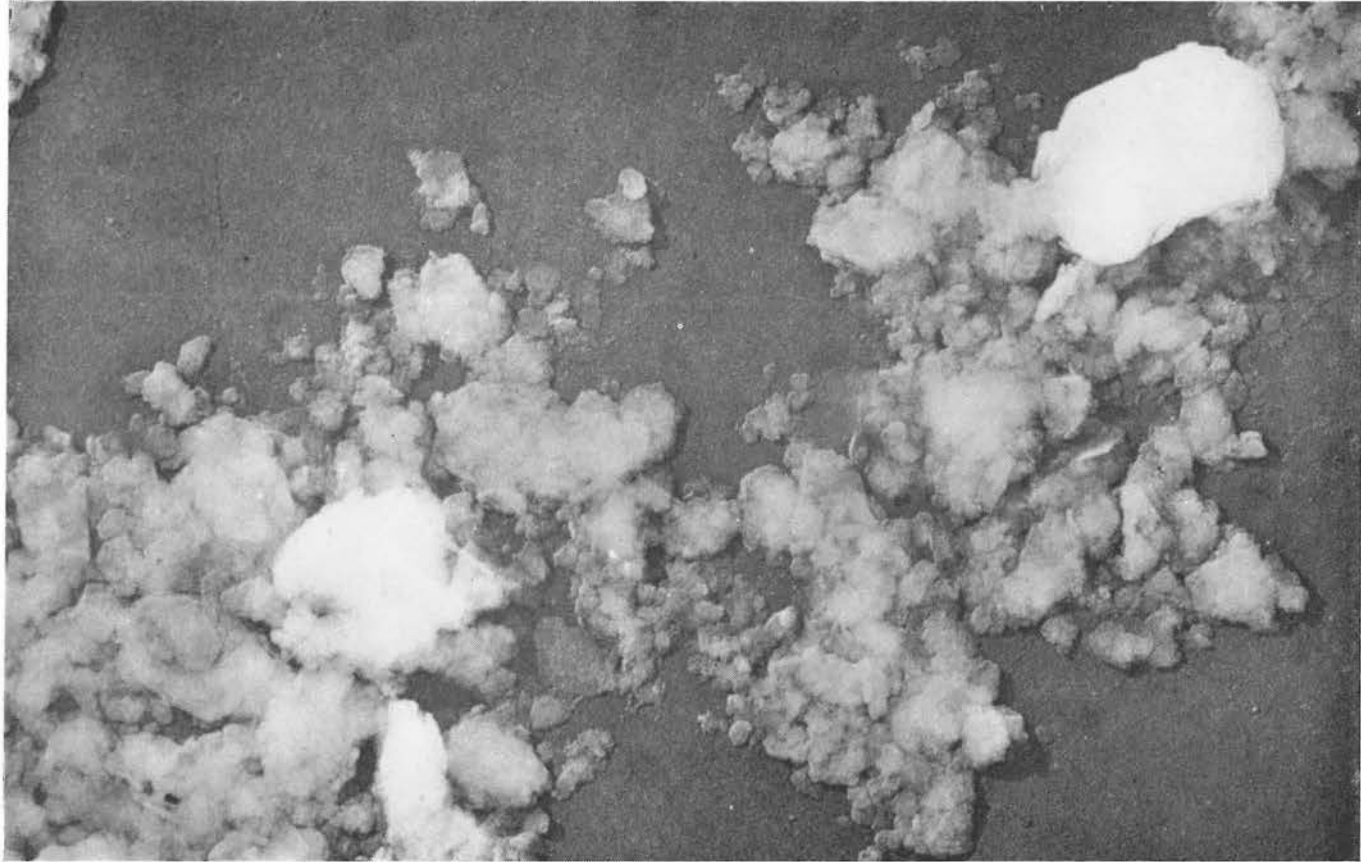


Abb. 18. Elektronenmikroskopische Aufnahme von Illit und Quartz (Steinmergelkeuper). 32 000 x. —
Electron micrograph of illite and quartz (Steinmergelkeuper) 32 000 x. (Laboratorium voor Electronen
Microscopic, Universiteit van Amsterdam).



Abb. 19. Die Liassteilstufe bei Moutfort. — The Liascuesta near Moutfort.



Abb. 20. Der sanfte Anstieg im Steinmergelkeuper zur Steilstufe des Luxemburger Sandsteines. — The intersected valley slopes in the Keuper formations under the Liascuesta.



Abb. 21. Die Plateaudelle östlich von Brichermillen. — The dry valley east of Brichermillen.



Abb. 22. Eine senkrechte Wand in der Plateaudelle östlich von Brichermillen. — A steep wall in the dry valley east of Brichermillen.

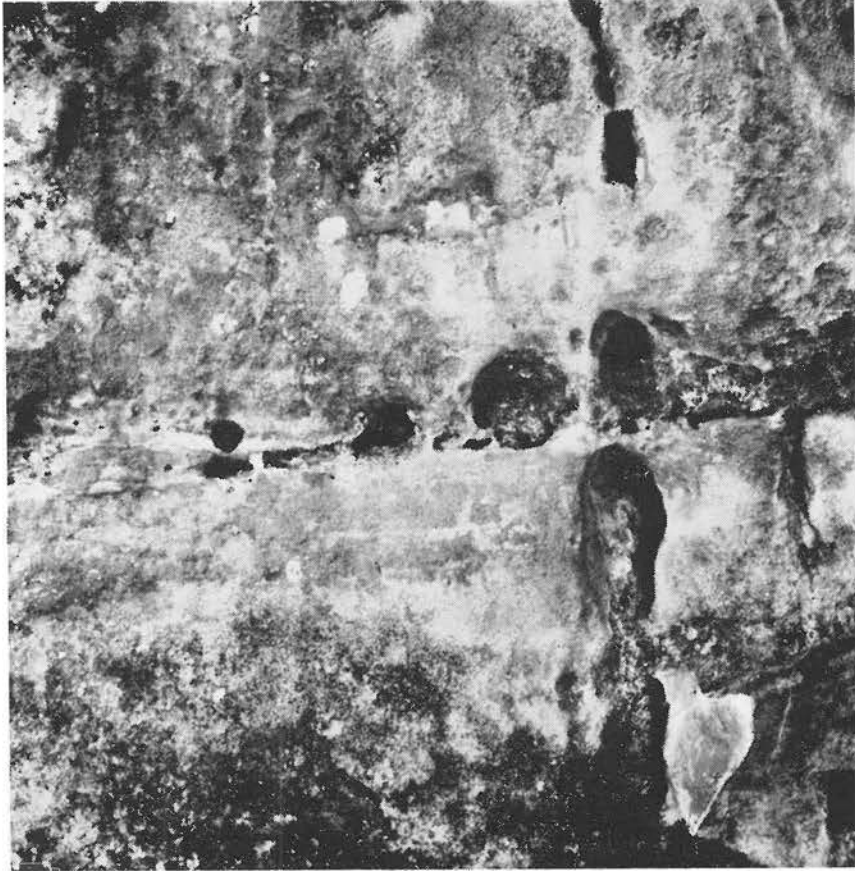


Abb. 23. Karrenbildung auf den Wänden des Luxemburger Sandsteines. Maßstab 1:15. — Development of Karren in the steep walls of the Luxemburger Sandstein.

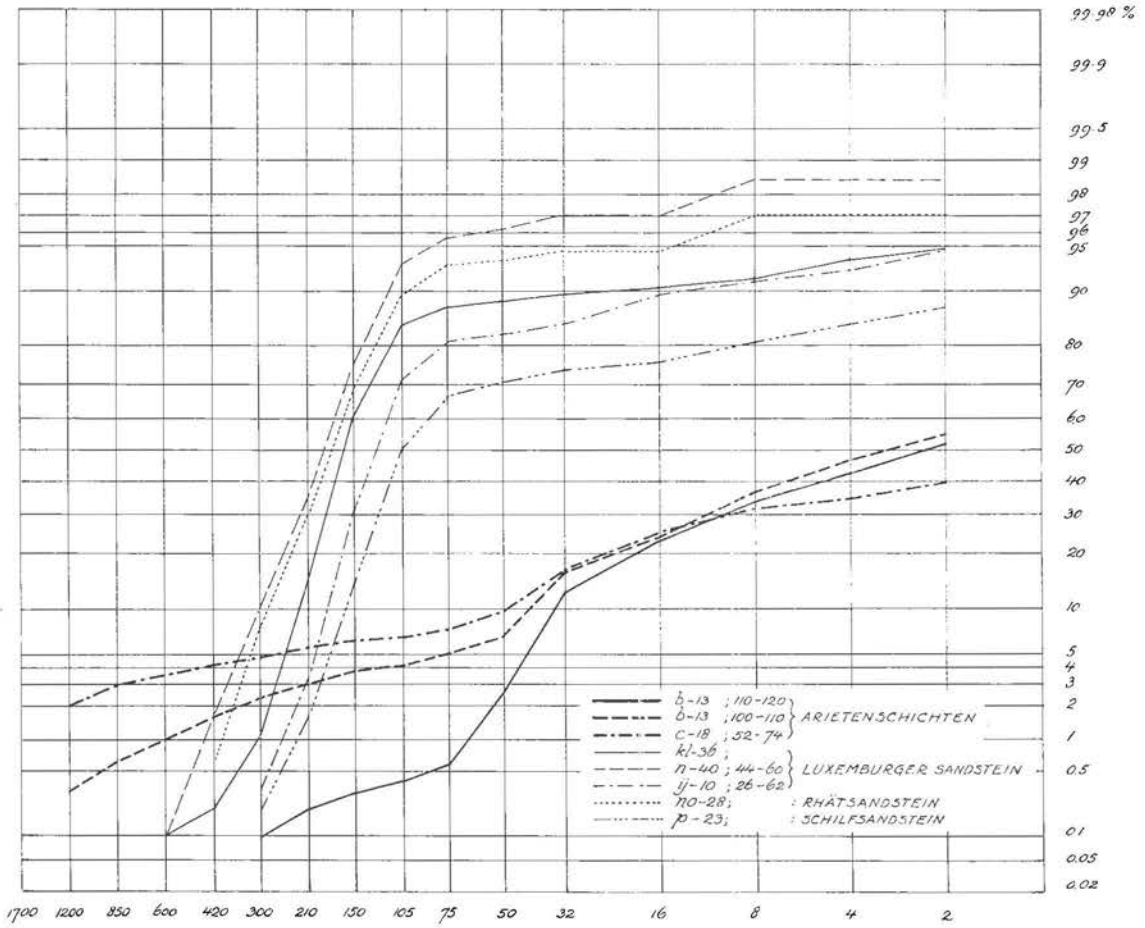


Abb. 24. Die Korngrößenverteilung der Verwitterungsprodukte einiger mesozoischer Gesteine. — Size frequency distribution of the weathering products of some Mesozoic formations.

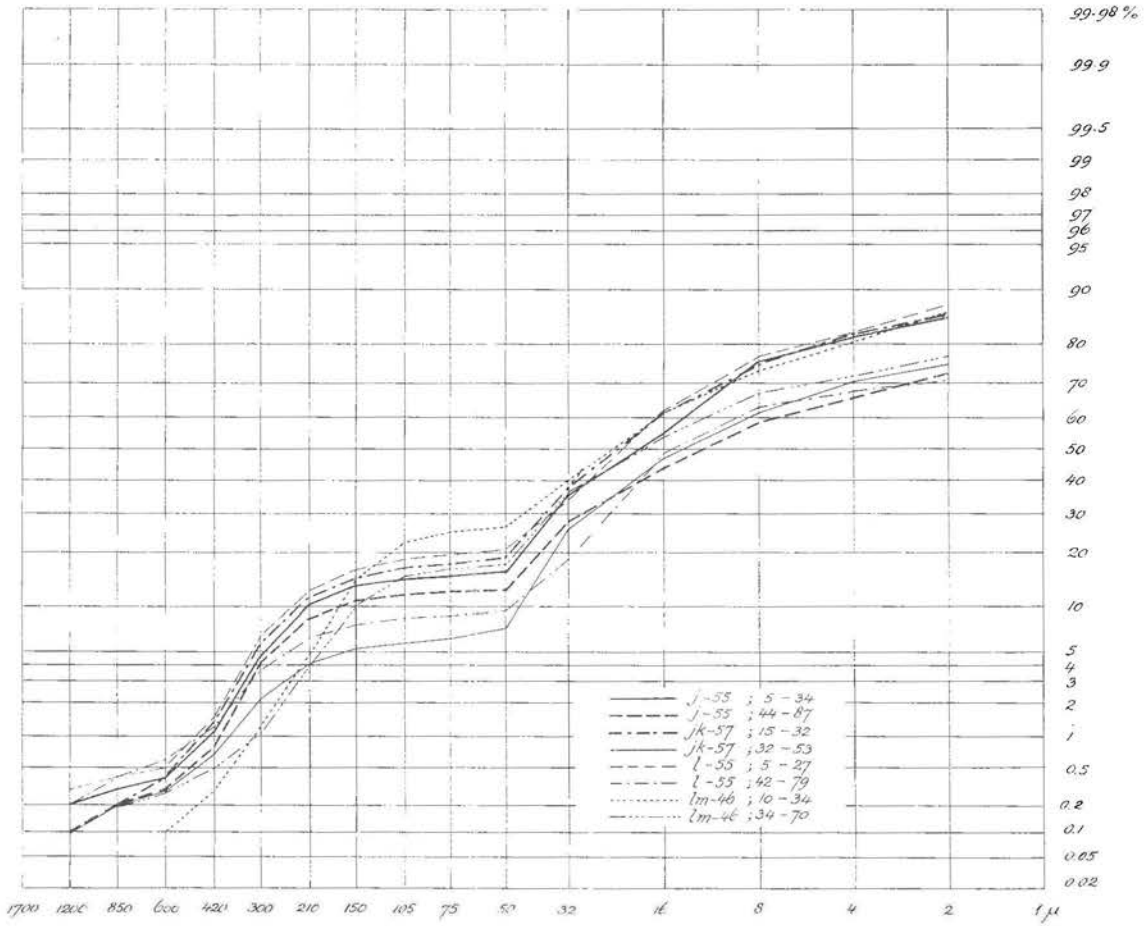


Abb. 25

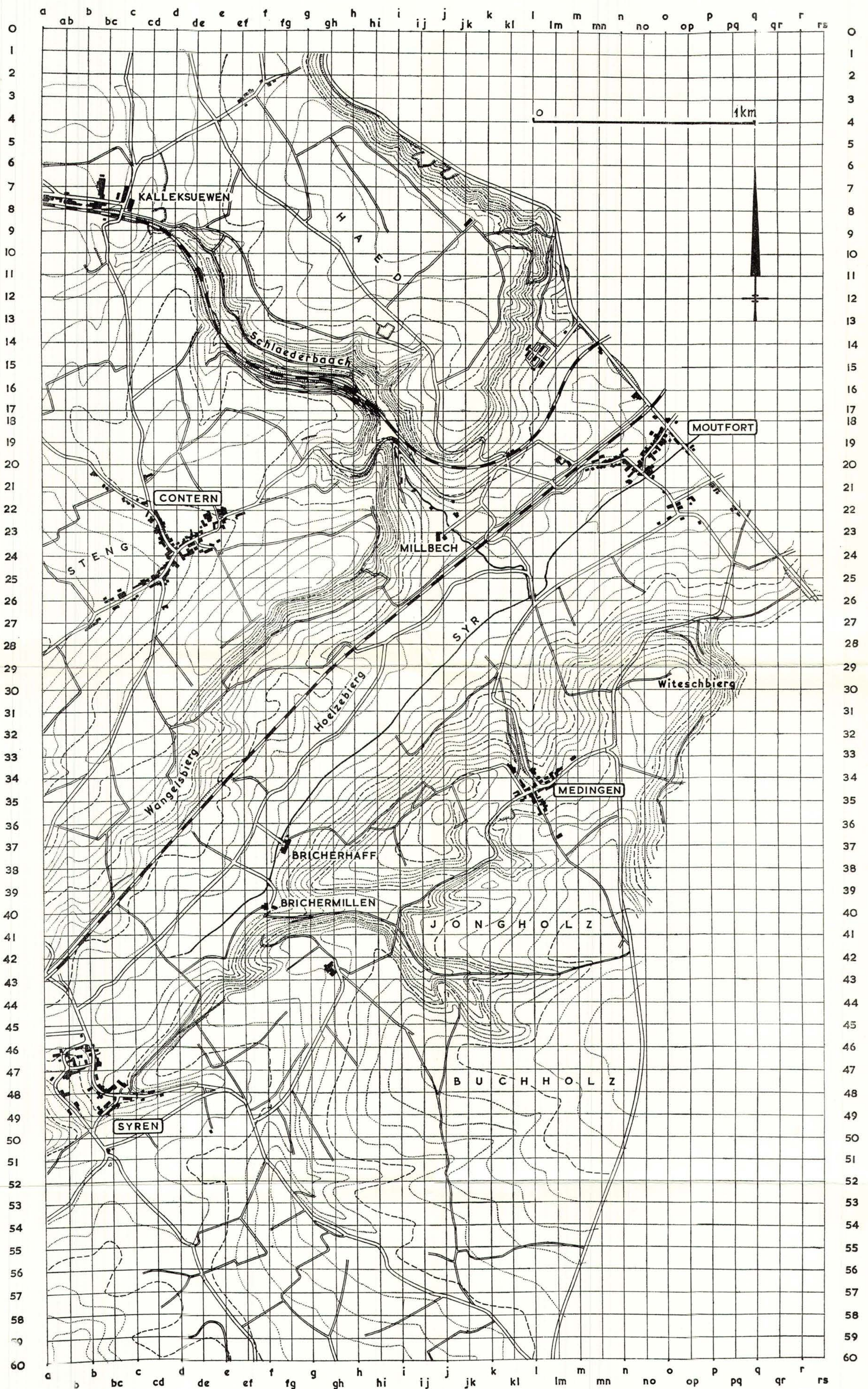
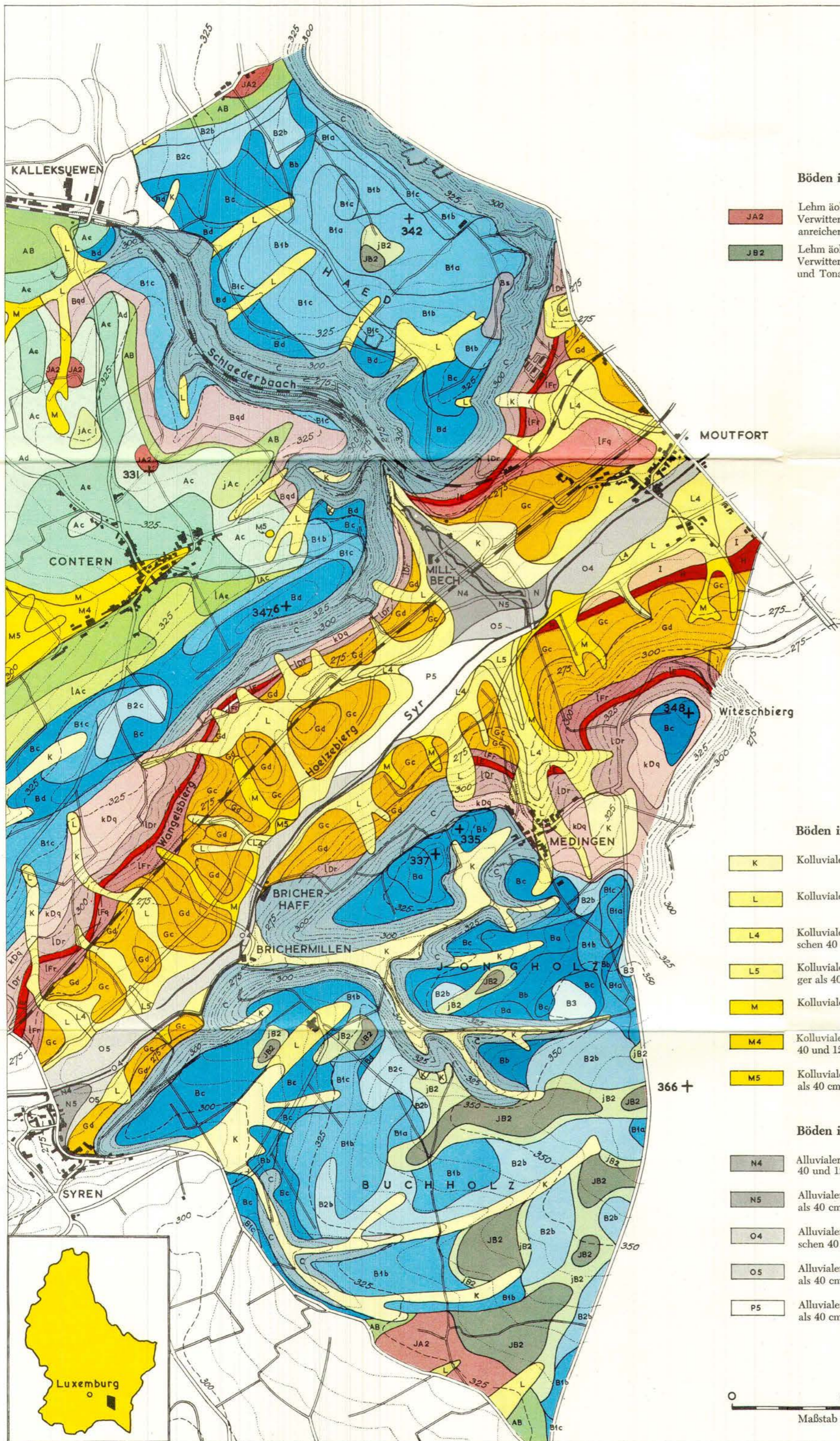


Abb. 16. — Karte der Probestellen. — Map showing locations of samples.

BODENKARTE DER UMGEBUNG VON MOUTFORT



Böden in äolischem Material

- JA2 Lehm äolischer Herkunft, zwischen 40 und 120 cm auf Verwitterungston der Arietenschichten. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.
- JB2 Lehm äolischer Herkunft, zwischen 40 und 120 cm auf Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.

Plateauböden

- AAc Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden.
- Ad Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden.
- AAc Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden. Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief.
- jAc Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden. Bis höchstens 40 cm tief mit äolischem Lehm überlagert.
- lAc Verwitterungston der Arietenschichten. Untiefer Boden. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Lehm überlagert.
- lAc Verwitterungston der Arietenschichten. Sehr untiefer Boden. Kalksteinschicht weniger als 40 cm tief. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Lehm überlagert.
- AB Verwitterungston der Arietenschichten, zwischen 40 und 120 cm auf Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.
- Ba Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Tiefer Boden.
- Bb Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Mässig tiefer Boden.
- Bc Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Untiefer Boden.
- Bd Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Sehr untiefer Boden.
- B1a Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Tiefer Boden.
- B1b Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Mässig tiefer Boden.
- B1c Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisenanreicherungshorizont. Untiefer Boden.
- B2b Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont. Mässig tiefer Boden.
- B2c Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Eisen- und Tonanreicherungshorizont. Untiefer Boden.
- B3 Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Gebleichter Eluvialhorizont.
- Bqd Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines. Lehmige Variante. Sehr untiefer Boden.
- Bs Verwitterungsmaterial des Luxemburger Sandsteines. Grobsandigere Variante.
- jB2 Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines. Bis höchstens 40 cm tief mit äolischem Lehm überlagert. Eisen- und Tonanreicherungshorizont.

Böden in kolluvialen Material

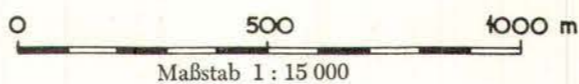
- K Kolluvialer Sand.
- L Kolluvialer Lehm.
- L4 Kolluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- L5 Kolluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.
- M Kolluvialer Ton.
- M4 Kolluvialer Ton. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- M5 Kolluvialer Ton. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.

Böden in alluvialen Material

- N4 Alluvialer Sand. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- N5 Alluvialer Sand. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.
- O4 Alluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen zwischen 40 und 120 cm.
- O5 Alluvialer Lehm. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.
- P5 Alluvialer Ton. Gley- oder Rosterscheinungen weniger als 40 cm tief.

Hangböden

- C Verwitterungssand des Luxemburger Sandsteines.
- kdq Verwitterungsmaterial der Psilonotenschichten. Lehmige Variante. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Sand überlagert.
- lDr Verwitterungsmaterial der Psilonotenschichten. Tonige Variante. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Lehm überlagert.
- jB Verwitterungston der roten Tonschiefer. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Lehm überlagert.
- lFq Verwitterungsmaterial des Rhätsandsteines. Lehmige Variante des Rhätes. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Lehm überlagert.
- lFr Verwitterungsmaterial der schwarzen Blättermergel. Tonige Variante des Rhätes. Bis höchstens 40 cm tief mit kolluvialen Lehm überlagert.
- Gc Verwitterungston des Steinmergelkeupers. Untiefer Boden.
- Gd Verwitterungston des Steinmergelkeupers. Sehr untiefer Boden.
- H Verwitterungston der Roten Gipsmergel.
- I Verwitterungssand des Schiffsandsteines.



Imprimerie Saint-Paul, Luxembourg