

301
VOLUMEN XXXVII. KÖTET
FASC. 4. FÜZET



A MAGYAR
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

*

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI
PUBLICI HUNGARICI

DIE PERIGLAZIALEN
BILDUNGEN UNGARNS

VON

DR. JOSEF KEREKES



BUDAPEST
1948

VOLUMEN XXXVII. KÖTET
FASC. 4. FÜZET



A MAGYAR
ALLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

*

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI
PUBLICI HUNGARICI

DIE PERIGLAZIALEN
BILDUNGEN UNGARNS

VON

DR. JOSEF KERÉKES



BUDAPEST
1948

schen Dissonanz (Passarge, 1912, p. 118.), sind sämtlich fossile Formationen der Eiszeit. Da diese Formationen über die ganze Oberfläche unserer Heimat verbreitet sind und eine grosse Mannigfaltigkeit in ihrer Erscheinung zeigen, eignen sie sich zu einer zusammenfassenden Untersuchung, die zur Klärung der eiszeitlichen Verhältnisse Ungarns führen dürfte.

Der Klima-Charakter, die Verwitterungs- faktoren und die Transportvorgänge des periglazialen Klimas.

Die sekulären Schwankungen der Elemente der Erdbahn und der Ebene der Ekliptik haben sich auch in Bezug auf das Klima unserer Erde ausgewirkt. Milankovich hat auf Grund seiner astronomischen Berechnungen diese Schwankungen bis auf 650.000 Jahre zurückgehend, für die Dauer des gesamten Diluviums zuverlässig festgestellt. Die „Vereisungskurve“, die eine besonders fruchtbare Wirkung auf die Fachliteratur hatte, wurde durch Bacsaák (1940) vervollkommenet. In seinen „graphischen Kalender“ baut er die Klimakurve der Eiszeit aus den Komponenten vier verschiedener Klimaschwankungen auf, und zwar, aus jenen der „glazialen“ (durchschnittlicher Winter—kühler Sommer), der „antiglazialen“ (durchschnittlicher Winter—warmer Sommer), der „subtropischen“ (durchschnittlicher Sommer—milder Winter), und schliesslich der „subarktischen“ (durchschnittlicher Sommer—kalter Winter) Schwankungen. Er ist der Ansicht, dass von ihnen die glazialen Schwankungen, — infolge ihrer sekundären Wirkungen, — die Vereisungen bewirkten. Diese wiesen nämlich neben Normalwintern ein kühleres Sommerhalbjahr auf, während die Niederschlagsmenge im grossen und ganzen unverändert blieb. Das Sinken der Sommertemperatur verkürzte die Dauer der Schneeschmelze im Gebirge, was das Herabsinken der Schneegrenze zur Folge hatte und zu einer Anhäufung der Schneemassen führte. Dieser Prozess wurde durch die abkühlende Wirkung, welche die immer mächtiger werdenden Firmassen auf ihre Umgebung ausübten, derart gesteigert, dass bedeutende, mehrere Kilometer starke Eisdecken entstanden. Auf diese Weise entwickelte sich während je einer kühlen Sommerperiode im Endergebins je eine Vereisung.

In Europa entwickelten sich in der Vereisungsperiode zwei Eisdecken: die Bergmassen der Alpen wurden von einer gewaltigen Eiskappe bedeckt, doch war die nordeuropäische Eisdecke die z. B. in letzten Vereisungsperiode eine Verbreitung von 3.5 Millionen km² aufwies, noch zehnmal grösser.

Infolge der sekundären Temperatur-Wirkung der gewaltigen Eismassen sink die durchschnittliche Jahrestemperatur bedeutend. Quiring, Penck, Kessler (1925) und Kéz (1938) haben das Mass der Temperatursenkung auf 7-9° C festgelegt. Das Klima der mit Eis bedeckten Gebiete war kalt, und zeigte nur geringe Schwankungen; infolge des hohen Luftdrucks, der über der Eisdecke herrschte, hatte das Klima einen Föhn-Charakter, doch wehten wegen der starken Wärmeausstrahlung der Eisoberfläche kalte, zentrifugal gerichtete Winde denengegenüber. Die westlichen Winde spielten nur im Sommer eine dominierende Rolle.

Die eisfern gelegenen Gebiete besaßen mit dem voreiszeitlichen Zustand verglichen ein kühles, gemässigttes Klima, das durch eine sich jährlich regelmässig wiederholende Klimakurve charakterisierbar ist. Die Niederschläge wurden durch westliche Winde zugeführt, ihre Menge und Verteilung richtete sich nach der geographischen Lage der betreffenden Gegend.

Die beiden Klimagebiete waren durch einen breiten Übergangsgürtel verbunden. Dieses Übergangsgebiet liess sich ebenfalls durch eine Klimakurve bestimmen, wenn nicht ihr regelmässiger Verlauf durch die Temperatúraustrahlungen der Eisdecken völlig gestört würde. Daher wird auch dieses Übergangsgebiet als periglazialer Gürtel bezeichnet.

Auf Grund der übereinstimmenden Ergebnisse der Forscher, die sich mit dem Klima der Eiszeit beschäftigt haben (Penck, Köppen, Kessler (1925), Woldstedt (1929), Milankovich (1930), Kéz (1938), Bacsák (1940) usw.), können wir das Klima der periglazialen Gegenden mit ziemlicher Gewissheit wie folgt skizzieren:

Der hervorstechendste Charakterzug des periglazialen Gürtels besteht in der Extremität des Klimas. Die vom nahen hohen Eisplateau fortwährend hinabbrausenden schweren, kalten und trockenen Winde haben zur Folge, dass der gesamte Jahrestemperaturgang grosse Unregelmässigkeiten aufweist. Ausserdem verhindert das

ständige barometrische Maximum, welches sich über der mehrere tausend Meter hohen nordeuropäischen Eisdecke befindet, das Eindringen der die Niederschläge bringenden westlichen Winde nach Mitteleuropa, indem es sie nach der Gegend des Mittelmeeres ablenkt. Die Eisdecke wirkt, neben ihrer direkten abkühlenden Wirkung, daher auch indirekt auf das periglaziale Mitteleuropa, welche durch sie trockener wurde. Die Stichtaltigkeit dieser Folgerungen wird dadurch überzeugend, dass die Schneegrenze der Eiszeit nach Osten hin andauernd steigt. Folglich wurden die Niederschlagsmengen von Westen nach Osten immer geringer. Diese Wirkungen wurden im Winter auch noch durch die kalten, trockenen, östlichen Winde der aus Asien kommenden Monsunstürme gesteigert. Wir müssen in Betracht ziehen, dass im durchschnittlich kühlen Sommerhalbjahr starke, tägliche Temperaturschwankungen stattgefunden haben und zwar war dies in den Gebieten, die weiter von der Eisdecke entfernt waren, noch stärker der Fall, als in der Nähe der Eisdecke. Längs des Randes der Eisdecke wird nämlich die Ein- und Ausstrahlung durch die dunstige, neblige Luft gleichermassen verringert. Jedoch zeigt die Temperatur die extremsten und unregelmässigsten Schwankungen in dem vom Eise bereits entfernt liegenden Gebiet. Hier wird die Oberfläche durch die trockene, reine Luft sehr rasch und stark erwärmt, jedoch erfolgt bei Bewölkung, oder während der nächtlichen Wärmeausstrahlung, eine ebenso rasche Abkühlung. Die rasch aufeinander folgenden Tagesschwankungen lösen plötzliche Regengüsse aus. Die Niederschläge des periglazialen Gürtels zeigen zum grössten Teil den Charakter von Gewitterregen.

Ungarn gehört in seiner ganzen Ausbreitung in diesen periglazialen Gürtel. Die nordeuropäische Eisdecke ist auch in der stärksten Vereisungsperiode nur bis zum nördlichen Fusse der Karpaten vorgedrungen. Innerhalb des Karpatengebietes haben sich im Hochgebirge (Hohe-Tatra, Niedrige-Tatra, Marmaroser Alpen, Radnaer Alpen, Kelemener Alpen, Bihar-Gebirge, südliche Karpaten) nur oberhalb von 1500-1800 m kleinere Eiskappen und wenige Gletscher, die nur geringere Ausmasse zeigten, entwickelt. Die Ausbreitung des eisbedeckten Gebietes unserer Heimat ist bei weitem nicht genügend gross dazu, um den periglazialen Charakter des ungarischen Beckens zur Zeit der Vereisung lediglich seiner

klimatischen Wirkung zuzuschreiben. Wir können mit Bestimmtheit behaupten, dass sich hier ausschliesslich die Wirkung der mächtigen nordeuropäischen Eisdecke geltend macht. Unsere gesamten bisherigen geologischen und morphologischen Daten des Quartärs weisen darauf hin, dass besonders der nördliche 200-300 km breite Teil unserer Heimat ein charakteristisches, periglaziales Gebiet war, während nach Süden zu die extreme Klimaschwankungen gewissermassen gemässigt werden. Daher hält es Bulla (zuletzt im Jahre 1939) für angezeigt, den südlichen Teil des Gürtels, der zum gemässigten, südeuropäischen Gebiete hinübeführt, durch den Namen „pseudoperiglaziales“ Gebiet zu unterscheiden.

* *

Die Erdoberfläche ist der Schauplatz von ununterbrochenen Kämpfen der äusseren und inneren Kräfte. Die endogenen Kräfte schaffen Gebirge und Erhebungen. Die durch sie geschaffenen Unebenheiten der Erdoberfläche werden schon im Augenblicke ihres Entstehens von den zerstörenden und abtragenden äusseren Kräften (Wasser, Eis, Wind, Temperaturschwankungen, Lebewesen, Wirkung der Schwerkraft usw.) angegriffen. Die exogenen Kräfte wirken in der Richtung, dass sie die Erhebungen zum Verschwinden bringen und die Unebenheiten ausgleichen, indem sie die Berge abtragen und die Becken auffüllen. Jedoch wird ihre Tätigkeit, die darin besteht, dass sie Massen liefern und ablegen, durch einen vorhergehenden Prozess von gleichgrosser Bedeutung eingeleitet, es ist dies: die Verwitterung, die das Gestein zur Fortschaffung vorbereitet.

Die Kräfte, welche die Verwitterung der Gesteine eines Gebietes zur Folge haben, sind vom Klima abhängige Faktoren: sowohl ihre absolute als auch ihre relative Wirkung weicht in den voneinander klimatisch verschiedenen Gebieten wesentlich voneinander ab. In jedem einzelnen Klima-Gebiet übernimmt ein anderer Faktor die führende Rolle, daher ist der Charakter der Verwitterung auch stets ein verschiedener. Folglich besitzt jedes Klima-Gebiet eigene charakteristische Verwitterungsbildungen und einen besonderen Oberflächen-Formenschatz.

* *

Der Verwitterungsprozess des ungarischen Beckens zur Zeit der Vereisung wurde durch das periglaziale Klima bestimmt. Die mit scharfer Kälte und trockener Luft gepaarten extremen Temperaturschwankungen übten eine ungünstige Wirkung auf das Gedeihen einer höherentwickelten Pflanzenwelt aus. Wir finden zu dieser Zeit selbst im Gebirge keine geschlossene Waldecke, sondern nur gelichtete, Nadelholz-Parkwälder. Die niedrigen Hügel und Ebenen werden von einer Gras-Steppe bedeckt. Da geschlossene Wälder und starke Oberflächendecken fehlten, es stand auch Humusmaterial nicht in solcher Menge zur Verfügung, dass es die chemische Verwitterung zu einer hervorragenderen Rolle hätte verhelfen können. Hingegen konnte die mechanische Verwitterung umso leichter zur Geltung kommen, als die Oberfläche nicht von einer entsprechenden Pflanzen- und Bodendecke geschützt war.

Die physikalische Verwitterung beruht auf der Wirkung, welche sie infolge der plötzlichen externen Temperaturschwankungen und der häufigen Wechsel um den Frierpunkt herum auf die Gesteine der Oberfläche ausübt.

Die plötzlichen Temperaturschwankungen greifen jene Gesteine am heftigsten an, die eine heterogene Zusammensetzung aufweisen. Diese bestehen aus der Anhäufung von Mineralienkörnern, die in ein bestimmtes Material gebettet sind. Die spezifische Wärme der verschieden zusammengesetzten und verschiedenfarbigen Mineralienkörnern ist auch nicht die gleiche, infolgedessen findet gelegentlich infolge der Oberflächenerwärmung und noch stärker infolge der Abkühlung eine Veränderung des Volumens der benachbarten Mineralienkörnern statt. Daher entwickeln sich zwischen den einzelnen Gesteinsteilchen starke Spannungen. Der häufige Wechsel der Temperatureinwirkungen hat also schliesslich die allmähliche Lockerung zwischen den einzelnen Gesteinsteilchen zur Folge. Diese Art der Gesteinszerstörung, d. h. eine Verwitterung durch Insolation, übt nur in denjenigen Gebieten, die eine spärliche Vegetation aufweisen, ihre Wirkung aus, also vor allem in der Wüste und in den periglazialen, kalten Tiefen. Die Stärke der Zerbröckelung hängt hauptsächlich von der Geschwindigkeit des Temperaturwechsels, ferner von der Amplitude und der Häufigkeit der Schwankungen ab (Supan

1930, p. 140.). Wir müssen uns vor Augen halten, dass das rings um die Vereisung liegende Gebiet, zumindestens stellenweise, von einer gefrorenen Oberfläche bedeckt war. Wenn wir nun eine Parallele mit den Daten von Kraus ziehen (1940, p. 652), nach welchen die tägliche Temperaturschwankung einer Gesteinsoberfläche, die der Wirkung der Sonnenstrahlen im Hochgebirge ausgesetzt ist, sogar 80°C erreichen kann, können wir uns einen Begriff davon machen, wie stark die gesteinszerstörende Wirkung der Insolations-Verwitterung der Eiszeit war. Das durchwärmte Gestein wurde infolge von Bewölkung oder von plötzlichen Gewitterregen, die infolge Verdunstung eine Entziehung der Wärme nach sich zog, unzählige Mal sehr stark abgekühlt. Alle diese Erscheinungen lösen eine blätterige, rinden- und schalenartige Abschuppung und Absplitterung der Oberfläche der Gesteine, sowie eine Zerteilung der kristallinen Gesteine aus, ähnlich wie in der Wüste.

Gemeinsam mit dieser Zerteilung der Gesteine, die sich nur auf die Oberfläche beschränkt, wirkt ein anderer, gleichrangiger Prozess, der aber eine noch tiefer gehende Wirkung hat und dem wir in der Wüste nur selten begegnen: der Spaltenfrost. Seine sprengende Wirkung wird durch die Spannkraft des gefrierenden Wassers, das die Poren und Spalten ausfüllt, hervorgerufen. Der Grad seiner Wirkung hängt ausser der Häufigkeit der Temperaturschwankungen um 0°C herum, auch von der Stärke der Porosität des Gesteins und der Zahl seiner Sprünge ab. Die Frostsprengung ist bei Beginn des Frühlings und zu Ende des Herbstes am wirkungsvollsten, doch können wir auf Grund der Daten über die klimatischen Verhältnisse der heutigen subpolaren Gebiete, sowie auf Grund der mikroklimatologischen Untersuchungen im Bükk-Gebirge von Bacsó und Zólyomi (1934) schliessen, dass in der Sommerhalbjahren der Vereisungsperiode fast alltäglich Nachfröste eingetreten sein dürften.

* *

Die beiden Arten der physikalischen Verwitterung, die ich oben geschildert habe, wirken an der Oberfläche oder nur bis zu einer geringen Tiefe. Wenn der durch die Zerteilung entstandene Gesteinschutt sich *in situ* anhäuft, so bedeckt er nach kurzer Zeit

die Felsoberfläche wie eine Schutzdecke und bewahrt sie vor einer weiteren Zerstörung. An diesen Stellen „erstickt“ die Oberfläche im angehäuften Schutt und die Entstehung einer nur wenige Meter starken Verwitterungsschicht genügt, um das Gebiet für die Dauer einer Vereisung vor der Zerstörung zu bewahren. Doch im Falle, wenn das Schuttmaterial durch irgendeine Kraft entfernt wird, nimmt die Zerstörung ihren Fortgang. Das Ergebnis ist das Entstehen einer Schuttmenge, die weitaus grösser ist als die in der Gegenwart entstehenden Mengen.

Die Transportprozesse der periglazialen Gebiete werden ebenfalls durch das Klima bestimmt. Infolge der unvollkommenen Schuttwirkung der spärlichen Vegetation und der bodennahen Temperatur, die häufig um dem Gefrierpunkt herum schwankt, ist die Rolle, die den Kräften der flächenhaften Abtragung zukommt, weitaus bedeutender, als die heute herrschende, die mehr in linearvektorieller Richtung wirkt. Die zahlreichen Schichten aufweisende, aus grobem Material bestehende linsenartige Zwischenlagerung der Lössaufschlüsse ist das Ergebnis der herabstürzenden Regenwässer, die die Oberfläche stark abspülten, und zum Teil der heutigen „Bodenerosion“ der kultivierten Gebiete entsprechen. Aber nicht nur das fliessende Wasser übt eine solche sich auf die ganze Oberfläche erstreckende Wirkung aus. Die lockere Pflanzendecke und das trockene Klima schaffen auch günstige Verhältnisse für die Wirkung des Windes. Schliesslich ist auch die Solifluktion ein gleichrangiger Oberflächen-Denudationsfaktor, der durch den häufigen Wechsel des Gefrierens und Auftauens des Schuttes, welcher langsam und raupenartig talwärts kriecht, gegeben wird.

Um die periglazialen Formationen, die eine grosse Mannigfaltigkeit zeigen, zu schildern, wäre es wünschenswert, sie auf Grund der bei ihrer Ablagerung wirksamen Transportfaktoren in einer genetischen Reihe anzuführen. Diese Einteilung wird jedoch dadurch erschwert, dass die meisten Bildungen durch die Wirksamkeit nicht einer, sondern mehrerer Kräfte an ihren heutigen Platz gelangt sind. Ich halte es daher für zweckmässiger, diese Erscheinungen nicht in ein unbequemes System zu zwingen, sondern sie vorläufig in einer praktisch leichter vorzunehmender Reihenfolge zu schildern.

Unsere periglazialen Bildungen

I. Die Blockmeere.

In Bezug auf die „Blockmeere“, auf die man im waldbedeckten Mittelgebirge an vielen Stellen stösst, waren die Meinungen über die Art und Zeitpunkt ihrer Entstehung lange sehr verschieden. Endlich wurde diese Erscheinung durch die bahnbrechenden Forschungen von Lozinski (1910), die er in den Blockmeeren der polnischen Gebiete und der Karpaten durchgeführt hat, annehmbar erklärt. Dieser Forscher stützt sich auf die grönländischen Untersuchungen Drygalski's und Nordenskjöld's und führt aus, dass die Blockmeere der mitteleuropäischen Mittelgebirge dissonierende Elemente der Landschaft darstellen und dass sie nicht in der Gegenwart entstanden sind. Es sind fossile Formationen, die sich unweit des Randes der diluvialen Eisdecke Nordeuropas als eine „periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung“ entwickelten. Büdel (1937) hat diese Erscheinung monographisch behandelt und seine Untersuchungsergebnisse stimmen mit denjenigen der meisten Forscher völlig überein.

In unserer Heimat finden wir Blockmeere eben falls ziemlich häufig, obwohl in der Literatur nur wenige davon erwähnt werden. Eines der charakteristischen Blockmeere befindet sich ihm Nógrád-Gömörer Basaltgebiet auf der Ajnácsköer Pogányvár. Bei der steilen Felswand der etwa 500 m hohen levantinischen Hochebene, wird der Wald durch kahle, nicht gangbare „Meere“ von mehrere zentnerschweren Basaltblöcken unterbrochen. (Siehe Abb. 1.) Die Blöcke haben sämtlich scharfe Kanten und häufig gewölbte oder muschelartig ausgehöhlte Seiten. Die durcheinander liegende Blockmenge ist völlig kahl, ihre Oberfläche wird lediglich von Lebermosen bedeckt. Allein an den Rändern dieser Blockmeere finden wir die Bäume und Büsche des Waldes.

Der schmale, auf dem Schlier lagernde Basaltrücken des Ragyolbánaer Kisbána Berges wird von einem mehreren Kilometer langem grösstenteils bewachsenen Blockmeer begleitet. Doch finden wir diese Blockmeere beinahe in sämtlichen Gebirgen Ungarns. Hierher kann man, um nur einige zu erwähnen, die stellenweise zertrümmerten Schuttbarikaden der sich zwischen

die paläozoischen Tonschiefer des Bükkgebirges einkeilenden Quarzitgänge rechnen, zum Beispiel in der Nähe des Kammes der Tárkányer Spitze (500 m), nordöstlich des Egerer Várhegy. So werden im Beregmegeyer Borló-Gyl Gebirge ebenfalls hunderte von mehrere Kubikmeter grossen Blöcken, die sich vom längs Verwerfungen verquarzten Andesit abspalten (z. B. auf dem Jávör Berge, in einer Höhe von 700 m) und von Buchen-Wald bedeckt sind. Die nördlichen Abhänge des aus rotem Perm-Sandstein gebildeten Bergrückens des Mecseker Jakabberges, sind gleichfalls von einem Blockmeer bedeckt. Ja, wir finden diese „Meere“ auch in



Abbildung 1.

Das Basalt-Blockmeer der Ajnácsköer Pogányvár.
(Aufnahme: Kerekes).

Gebirgsgegenden von Buda-Pilis. Westlich von Csobánka, auf dem Rücken des Nagy Ziribár, verbirgt sich in dichtem Wald ein besonders schön ausgebildetes Blockmeer, das aus Hárshgyer Sandstein besteht. Schliesslich möchte ich noch aus dem Gebiete der Berglandschaft nördlich des Balaton das berühmte Blockmeer von Kővágóórs erwähnen. Das Gestein dieser fossilen Nehrung, das aus kompakten pannonischpontischen Quarz-Sandstein besteht und sich in einem Horizont von 160-170 m ü. d. Adr. M. ausbreitet, wird durch senkrechte, gradlinige Spaltungen in grossen Blöcke aufgeteilt. (Abb. 2.)

Ausser den angeführten Fundstellen werden von Bulla (1939, p. 278.) folgende Blockmeere erwähnt: in den kleinen Karpaten (offenbar im Granit), im Velenceer Gebirge (Granit), im Börzsönygebirge (Andesit) und schliesslich in den Sandsteinen der nördlichen Subkarpaten. (Die zuletzt erwähnte Fundstelle wurde mündlich mitgeteilt.)

Der Schutt der Blockmeere zeigt immer scharfe Kanten und besteht grösstenteils aus frischem Gestein. Eben deshalb hat die Auffassung, dass es sich hier um rezente Formationen handelt, so hartnäckigen Bestand. Unterstützt wird diese Auffassung durch



Abbildung 2.

Das Blockmeer von Kővágóórs. Pontisch-pannonischer Sandstein, der durch Frostspaltungen der Eszeit zerbröckelt wurde, mit schüssel- und schalenförmigen holozänen Verwitterungsformen. (Aufnahme: Kerekes.)

die Tatsache, dass sich die Blöcke ganz an der Oberfläche befinden, doch finden wir, dass diese Blockmeere, mit Ausnahme derjenigen von Pogányvár und Kővágóórs, mehr oder weniger von geschlossenen Wäldern bedeckt werden, und dass sie von der Bodenbildung mehr und mehr verschüttet werden. Es ist offensichtlich, dass wir mit Rücksicht auf unser heutiges Klima eher schwindenden als sich entwickelnden Formen gegenüber stehen. An den Rändern des Pogányvárer Steinmeers kann man den Kampf der Vegetation um die Gewinnung des Bodens beobachten:

im Sommer wird die Steinwüste durch die Sonnenbestrahlung siedend heiss und verbrennt das Laub der Büsche, die sich um einige Meter näher hineingewagt haben, erbarmungslos und trocknet ihre Stämme aus. Doch ganz allmählich, im Laufe von Jahrtausenden, gewinnt dennoch der Wald und seine Humusdecke beginnt mit dem chemischen Verwitterungsprozess des Gesteines. Die Frische der Gesteinsstücke, sowie ihre scharfen Ränder, legen dafür Zeugnis ab, dass sie nicht durch die Wirkung des heutigen Klimas entstanden sind, sondern infolge der Einwirkung eines vor allem die mechanische Verwitterung auslösenden Klimas. Wir werden in dieser Auffassung dadurch bestärkt, dass wir an der Oberfläche der Kővágóórser Sandsteinblöcke schalen- und schüsselartige Vertiefungen finden. Diese wurden durch die physikalischen, chemischen und biologischen gesteinszerstörenden Faktoren des heutigen Klimas, das reicher an Niederschlägen ist, hervorgerufen. Die Tatsache, dass diese Vertiefungen nicht von den Spalten, die die Blöcke aufteilen, durchgeschnitten werden, liefert den Beweis, dass diese Sprünge vor dem Holozän entstanden sind. Die wahrscheinliche untere zeitliche Grenze ihrer Entstehung müssen wir in jener Deflationsperiode suchen, welche die Sandsteine der Kővágóórser Nehrung unter der Decke der pannonischen Sande herauspräparierten. Unabhängig davon, ob diese Deflation in der levantinischen Periode stattgefunden hat (Cholnoky), oder ob sie in der Eiszeit erfolgte (Scherf, Bulla, sowie Verfasser), eines steht jedenfalls fest: das Blockmeer von Kővágóör ist in einer Periode entstanden, die durch physikalische Verwitterung charakterisiert wurde und zwar durch den Spaltenforst. Eine, diesen Voraussetzungen entsprechende Witterung herrschte in unserer Heimat seit dem Levantikum einzig und allein in den Vereisungsperioden des Pleistozäns, die ein periglaziales Klima aufwiesen.

Die Annahme, dass die Blockmeere in der Eiszeit entstanden sind, wird ebenfalls durch die Beobachtungen im Riesengebirge unterstützt: die Hochebene des Gebirges wird durch eine Schuttdecke bedeckt, die durch Ausfrieren entstanden ist. Gleichzeitig finden wir in den Karrenlöchern, die sich am Rande der Hochebene aneinanderreihen, kaum etwas Schutt. Lozinski (1910) ist der Ansicht, dass die Schuttdecke in der Periode entstanden sei,

in welcher die Kirrenlöcher mit Firn ausgefüllt waren, also in der Vereisungsperiode.

Die Gesteine unserer Blockmeere wie: Granit, Andesite, Basalt, Quarzit, Hárshegyer Quarzsandstein, Karpaten Sandstein, pannonisch-pontischer Quarzsandstein, sind nicht homogen. Sie zeigen alle einen körnigen, durch ein Bindemittel zusammengefügtten Aufbau und sind daher besonders geeignet, durch physikalische Einwirkungen zu zerbröckeln. Dabei sind sie sämtlich widerstandsfähige Gesteine. Es wäre ein Irrtum anzunehmen, dass die periglazialen Hammaden sich nur auf den allerhärtesten Gesteinen entwickelt hätten. Wir können mit Bestimmtheit feststellen, dass andere Gesteine ebenfalls in ähnlicher Weise auf die klimatischen Wirkungen der Eiszeit reagiert haben. Doch sind diejenigen Gesteine, die der chemischen Verwitterung weniger widerstehen konnten, bereits zugrunde gegangen.

2. Schutthänge.

Lozinski sieht den grundlegenden Unterscheid zwischen den Blockmeeren und anderen, ähnlichen Anhäufungsformen darin, dass die Blockmeere keinem wesentlichen Transport unterworfen waren, dass sie also „in situ“ gebildete Schuttanhäufungen sind. In Bezug auf die Umstände der Zerkleinerung des Schuttes sind die Schutthänge mit den Blockmeeren völlig identisch. Doch werden die Erscheinungsformen der Schutthänge durch die wesentliche Abweichung verändert, dass sie Schuttmassen sind, die sich zur Zeit der mechanischen Verwitterung einer Felswand oder einer Klippe am Fusse der Felswand, bzw. Klippe angehäuft haben. Es sind also im Grunde genommen Schuttgarben, deren Spitzen sich bis zu einer Linie hinauferstreckt haben, welche die verwitternde Felswand oder Klippe begrenzt. Der Schutt lehnt sich in einen steilen, geraden Abhang an seine Felswand. Er wird beim Hinabrollen infolge des Gesetzes der Trägheit, Grösse nach geordnet, und zwar finden wir auf der obersten Linie des Abhanges die kleinsten Kiesel und am Fusse die grössten Blöcke.

Die Schutthänge kommen in unseren Gebirgen ziemlich häufig vor. Die Hypersten-Andesit-Dyke des Bereger Borló-Gyil-Gebirges werden häufig von kahlen, nur stellenweise waldigen,

Flecken begleitet. An dieser Stelle müssen wir auch die Schutthänge anführen, die sich unterhalb der im permischen roten Sandstein des Mecseker Jakabberges gebildeten grossartigen „Zsongorsteine“ befinden, welche ebenfalls von Wald bedeckt sind, ferner gehören hieher die Schutthänge unter den Felsformationen der Balatonfelvidéker Basaltkegel, die sich z. B. unterhalb der „Basaltsäcke“ des Badaacsony und Szentgyörgy-Berges befinden. (Abb. 3.)



Abbildung 5.

Infolge der periglazialen Verwitterung herauspräparierte Basaltsäcke des Szentgyörgy Berges, mit eingewachsenem Schutthang. (Aufnahme: Kerekes.)

Es ist eine interessante Erscheinung, dass wir in Kalksteingebieten seltener Blockmeere finden. Eine Erklärung ist darin zu suchen, dass der Kalkstein und der Dolomit spröde und stark gespaltete Gesteine sind, die durch Temperatureinwirkungen leicht zerkleinert werden können. Unsere Behauptung wird noch durch die Annahme unterstützt, dass beinahe jede aus kleineren Schuttstücken aufgebaute Form der mechanischen Verwitterung der Eiszeit, in Bezug auf die Häufigkeit des Vorkommens und die Menge der Kiesel, sich gerade in den Kalkstein- und Dolomitgebieten findet.

Um nur einige Schutthänge anzuführen möchte ich hier die folgenden erwähnen: mächtig ausgebildete Schutthänge begleiten die Hänge der Gömörmegyeer Pelsőcer und Sziliceer Kalksteinplaninen, ferner die Nagy-Kevélyer Kalksteinzüge des Ofener Gebirges, die

auf die Vörösvärer Gräben zugewandt sind, sowie jene Abhänge, die sich von der Csanyiktoroker Kalksteinscholle (Abb. 4.) zum Szinva-Tal bei Lillafüred herabsenken. Doch sind sie auch in den Talengen der Kalksteingebirge verbreitet, z. B. in den Szádellőer- und Áj-Tälern (Abb. 5.), die den östlichen Teil der Sziliceer Planinen durchschneiden, oder im Felsenpass des Mész-Tales im Bükkgebirge.



Abbildung 4.

Der Aufschluss des Schutthangs der Kalksteinscholle bei Csanyiktorok (Lillafüreder Szinva-Tal.) (Aufnahme: Kerekes.)

Die angeführten Schutthänge sind sämtlich in auffallender Weise nach Süden gerichtet. Diese Richtung versteht sich eigentlich von selbst, da ja die Insolationsverwitterung auf der südlichen Seite in gesteigertem Masse zur Geltung kommt. Als Beweis dafür, dass der Schutt in der Eiszeit entstanden ist, dient die Tatsache, dass wir nur am Anfang und am Ende der Felsenge des Mész-Tales — die 31 Höhlen in sich birgt — Höhlen finden, deren Öffnung sich im Niveau der Stadtterrasse befindet und zwar dort, wo die Wände der Enge niedriger werden und wo sie keine hohen Schutthänge mehr haben. Ferner ist der aus dem Löss ausgespülter Lehm, der die Schutthänge gelb färbt, ein sicherer Beweis dafür, dass die in Frage stehenden Abhänge aus der Eiszeit stammen. Die kahlen Flecken der Schutthänge und die Tatsache, dass ihr Gleichgewicht leicht gestört werden kann, könnten zu der

Annahme führen, dass wir mit holozänen Formationen zu tun haben. Doch genügt es, wenn wir einem Blick auf das Massenverhältniss der dünnen, holozänen Humus enthaltenden Schuttmengen und der hundertfach grösseren gelben, lösshaltigen Kiesmengen werfen, (Abb. 5.) um uns zu der Überzeugung zu bringen, dass das Mass der holozänen Gesteinszerkleinerung gegenüber diejenigen der Eiszeit verschwindend klein ist.



Abbildung 5.

Aufgeschlossener Schutthang in der Mündung des Szádellőer-Felsenpasses
(Aufnahme: Kerekes.)

3. Die Tundraerscheinungen der Abhänge.

(Schuttdecken, Pseudomoränen und Schuttfließen.) •

Die Insolationsverwitterung unseres periglazialen Klimas fand nicht nur auf den Felsoberflächen und Wänden statt, sondern jeder einzelne unbedeckte Oberflächenteil wurde durch sie angegriffen. Jedenfalls weist das ständige Vorkommen von Schuttdecken auf den Abhängen der Mittelgebirge hierauf hin. Die Stärke der Schuttdecken zeigt ziemlich starke Schwankungen, meisten beträgt sie cca 1 m, doch ist sie am Fusse der Abhänge im allgemeinen bedeutend grösser. Fast sämtliche Schuttdecken sind mit Gesteinsabfällen, gelbem, braunem oder rotem Lehm bzw. mit lössartigem Material vermischt.

Die chemische Verwitterung verändert die Gesteine bis zu dem

Horizont des Grundwassers. Dem gegenüber sind die Faktoren der physikalischen Verwitterung sämtlich solche Kräfte die an der Oberfläche angreifen, und nur bis zu einer geringen Tiefe Zerkleinerung des Gesteins hervorrufen. Wenn also die Schuttdecke des Abhanges eine Stärke von 1-2 m erreichte, so würde die weitere Zerstörung des Grundgesteines verhindert und der Schutt bildete so lange eine Schuttdecke, bis die Kräfte, die der eiszeitlichen Massenwanderung die Richtung gaben, sie nicht weiter forttragen konnten. Unter diesen Kräften spielt der linear vektoriell gerichtete Schutttransport des angesammelten Regenwassers eine wichtige Rolle. Zum Beweis dafür dienen die schwächer abfallenden und steileren Kies-Schuttkegel, die sich an den Mündungen der Seitentäler befinden und auf dem Sohlenhorizont des Jung-Pleistozäns der Täler gelagert sind. Eine unverhältnismässig grössere Menge wurde von den Transportfaktoren der Oberfläche in die Täler befördert. Unter diesen Faktoren spielten die Abspülung des Regenwassers und die Deflationswirkung des Windes eine bedeutende Rolle. Diese Faktoren haben in ersten Linie die feinkörnigen Teile des Gesteinsschutts in grossen Massen fortgeschafft.

Die Mächtigkeit der Schuttdecken nimmt bis zum Fusse des Abhanges andauernd zu. Der hauptsächlichste Charakterzug dieser verwitterten Gesteinsmassen besteht darin, dass wir in den Aufschlüssen, die die Wasserrisse und Wegeinschnitte liefern, keinerlei Struktur beobachten können. Das Gemisch des scharfkantigen, nicht abgerollten Kiesels und Tones zeigt keine Schichtung. Die flachen Plättchen der schieferigen, dünn-schichtigen Gesteine stehen häufig zu hunderten an ihren Kanten im tonigen Binde-material des Schuttes. Diese am stärksten verbreiteten Schutt-massen wurden durch den wichtigsten Transportfaktor der periglazialen Abhänge und zwar durch die „Solifluktion“ (Anderson 1906.) an ihren heutigen Platz gebracht.

Die Solifluktion wird durch den Frostwechsel hervorgerufen. Bei Eintritt des Frostes verbreiten sich die Bodenteilchen in auf dem Abhang senkrechter Richtung, beim Auftauen hingegen, ziehen sie sich infolge der Wirkung der Schwerkraft in der Richtung des Abhanges zusammen. Dieser Vorgang wiederholt sich vielmale, und die Bewegung der Bodenteilchen könnte man am

besten mit den Bewegungen der Raupe vergleichen. Die Solifluktion der Eiszeit unterscheidet sich von den Massenwanderungen der Jetztzeit vor allem darin, dass sich jedes einzelne Bodenteilchen unabhängig bewegt. Erfahrungsgemäss lässt sich die Geschwindigkeit der Bewegung kaum wahrnehmen. Laut Ansicht der meisten Forscher (Cholnok y 1911, Högbom 1914, Dege 1941. usw.) schwankt diese Bewegung zwischen einigen zehntel Millimetern bis zu ein bis zwei Dezimetern jährlich, in besonders günstigen Fällen sogar bis zu mehreren Metern. Diese Massenbewegung erfolgt sehr langsam, dennoch hat sie eine grosse Wichtigkeit, da sie auf einmal an der ganzen Schuttdecke hervorgerufen wird, noch dazu auch auf fast ebenen, Abhängen mit Neigungen von bloss 1° - 2° . In der mitteldeutschen Gebirgsgegend hat man beobachtet, dass die mächtigen Gesteinsblöcke der Blockmeere, die sogar einen Durchmesser von einem halben Meter erreichen, vom Orte ihrer Entstehung mehrere km weit gewandert sind. In unserer Heimat wurde man auf das Vorkommen dieser Pseudomoränen erst in der neuesten Zeit aufmerksam.

Selbstverständlich werden die durch Solifluktion langsam hinabgleitenden Steinblöcke durch die Schwerkraft in die Richtung der stärksten Neigung gerichtet. So häufen sich die meisten Blöcke allmählich in den Vertiefungen der Talanfänge und der beginnenden Einschnitte an. Da hier das Wasser nicht andauernd durchfliesst, wurden sie durch die holozäne Erosion nicht fortgeschafft, nur der tonige Teil, der sich zwischen den Blöcken befindet, wurde herausgespült. So haben sich am Boden der Täler schlangenartige, weit dahinziehende Anhäufungsformen gebildet, deren Erscheinung vollständig an die Blockmeere erinnert: die Schuttflüsse und Ströme.

Den Beweis dafür, dass die Solifluktion den Transport des Schuttes ausführt, haben wir erst in den letzten Jahren erhalten, doch sind unsere Morphologen in den verschiedenen Gebieten Ungarns einer nach dem anderen zu den gleichen Ergebnissen gelangt. Bulla (1938, 1939) begründet das Fehlen von Löss in den Ton- und Mergelabhängen der Mittelgebirge (Keszthelyer-Gebirge, Budaer Gebirge.) durch die Solifluktion. Láng (1940) beschreibt das Bodenfliessen im Rozsnyóer Becken.

Dem Verfasser dieser Abhandlung ist es ebenfalls gelungen,

in unserer Heimat diese Erscheinungen an mehreren Stellen in verschiedener Ausbildung zu beobachten. Verfasser untersuchte die Schuttdecke des Kalksteinabhanges im Bükkgebirge (1938/b.), sowie die „Nyírokdecke“ der Hügelgegend am Fusse des Bükks (1938/a.) und stellte den periglazialen Charakter dieser Decken fest. Ferner erwies es sich, dass ihr Transport durch die Solifluktion ausgeführt wurde. Im Budaer Gebirge erhielt Verfasser durch die Pseudomoränen (1939/a.), bei Pestszentlőrinc durch die Tundren (1939/b.) zuverlässige Daten in Bezug auf das Vorhandensein der Erscheinungen der Solifluktion und ihre allgemeine Verbreitung. Die sanftere Böschung einzelner Schutthänge, — (z. B. die Hänge, die sich an den südlichen Fuss der Pelsőcer und Sziliceer Karstplaninen lehnen und deren Schutt mit gelbem, lössartigen Ton vermischt ist), — könnte auch soviel bedeuten, dass auch dort bei der Schuttablagerung die Solifluktion mitgewirkt hat. Schliesslich möchte ich noch die grossartigen Schuttströme im Borló-Gyil-Gebirge (an der südlichen Grenze des Bereg- und Jávör Berges, am Rande der Gemeinde Ilonca) erwähnen, die aus Andesitblöcken bestehen, welche sich harmonisch den fossilen-Formbildern periglazialer Charakters der Schuttdecken dieser Gegend zugesellen, welche letztere aus einer Mischung von eckigen Andesittrümmern und „Nyírok“-Material zusammengesetzt sind.

Was nun die eiszeitliche Entstehung der Abhangbildungen betrifft, dürfte es wohl genügen, einerseits die Mammutknochen zu erwähnen, die aus dem aus roten Ton und Kalksteinschutt bestehenden Abhangsschutt der Landstrasse, die am Jósvalőer Eingang der Baradla-Höhle gebaut wurde, zum Vorschein gekommen sind (laut mündlicher Mitteilung von Hubert Kessler), andererseits aber die morphologische Beobachtung hervorzuheben, dass diese Schuttdecken an mehreren Stellen dem Städtterrassen-Horizont einschmiegen.

Es ergibt sich aus der Art des Mechanismus der Oberflächenabtragung, dass die Schuttmaterialien der Abhänge die kleineren Unebenheiten des Bodens ausfüllen, wodurch auch die Erosionsoberfläche, die sich vor dem Eintreten des periglazialen Klimas bildete, bedeckt wurde. Die von Schutt verhüllten Abhänge werden vor einer weiteren Zerstörung bewahrt, demgegenüber werden die unbedeckten Felsoberflächen umso wirkungsvoller

angegriffen. Es ist offensichtlich, dass aus all' diesen periglazialen Denudationsprozessen eine Tendenz zur Nivellierung der Oberfläche resultiert.

Auf Grund von Götzingers früheren Beobachtungen sind W. Penck und seine Anhänger zur Ansicht gekommen, dass es sich bei den waldbedeckten Abhängen des gemässigten, mitteleuropäischen Klimas um ein allgemeines, sehr starkes Kriechen der Schuttdecken in der Gegenwart handelt. Dem gegenüber müssen wir uns auf Grund der zahlreichen, oben angeführten Beweisgründe denjenigen Forschern anschliessen, die, an ihrer Spitze Passarge, P. Kessler, Salomon und Büdel, voraussetzen, dass im Holozän eine fast allgemeine Pause in der Bewegung eingetreten ist. Sie schreiben der eiszeitlichen Solifluktion in Bezug auf die Nivellierung der Oberfläche und des Schuttmassen-Transportes eine Bedeutung bei, die das Herabgleiten des Schuttes im Holozän um ein Vielfaches übertrifft.

4. Aufschotterung durch Flusswässer.

(Terrassen, Schuttkegel.)

Die periglazialen Schuttmassen der Gehänge der Gebirge, die durch physikalische Verwitterung entstanden sind, gelangen in die Flusstäler und haben eine so starke Aufschotterung des Flussbettes zur Folge, dass man die eiszeitlichen Auffüllungen von den prä- und postglazialen Sedimenten des Talbodens schon auf Grund der Menge des Kiesmaterials scharf unterscheiden kann. Nachdem die eiszeitliche Auffüllung der Täler eine als wissenschaftlich allgemein anerkannte Erscheinung gilt, ist es von grosser Wichtigkeit, den Grund der Aufschotterung festzustellen.

Diese Frage hat besonders W. Soergel (1921.) eingehend studiert. Mit Hilfe überzeugender Begründungen kommt er zu dem Schluss, dass die diluviale Aufschotterung klimatischen Ursprunges ist, und dass man diese Erscheinung weder durch grössere Niederschlagsmengen, noch durch tektonische Wirkungen erklären kann. Die von den Gehängen der Wassersammelgebiete in ungeheueren Mengen herabströmenden Schuttmassen weisen eine spärliche Vegetation auf. Folglich sind sie in einem trockenen Klima durch mechanische Verwitterung entstanden. Der Transport

des Materials in die Täler wurde zum grössten Teil durch Solifluktion bewirkt und die Flussbette wurden überlastet. Infolge der extremen Schwankungen der Niederschlagsmengen in den verschiedenen Jahreszeiten wurde dieser Prozess derart gesteigert, dass unsere eiszeitlichen Flüsse sich verwilderten, verzweigende Arme bildeten, die über die Schuttkegelfüllungen der Täler hinüberfliessend, ihre Betten ständig veränderten und auf diese Weise die vom Wassersammlungsgebiet nachgelieferten Kiesmassen an der breiten Talsohle gleichmässig ausbreiteten. Auf Grund der übereinstimmenden Ergebnisse von Soergel, Högbom und P. Kessler ist also die Ursache der eiszeitlichen, regionalen Aufschotterung, als rein klimatisch bewirkt anzusehen. Demnach müsste bei Eintritt des Höhepunktes einer Vereisungsperiode ebenfalls der Höhepunkt der Talaufschotterung bzw. der Seitenerosion des Flusses eintreten. (Soergel 1921. p. 51.) Hingegen muss in einer Periode heisserer Sommer und stärkerer Niederschläge auf die Talauffüllung der Einschnitt des Flusses folgen. Demnach entspricht jeder Vereisungsperiode je eine klimatische Kiesterrasse und umgekehrt: jede diluviale Kiesterrasse dient zum Beweis für eine Vereisungsperiode.

Die obigen Ausführungen können sich auf Grund der bisher durchgeführten heimatlichen Forschungen ebenfalls behaupten. Bulla, Cholnoky, Kerekes, Kéz, Láng, Pávai-Vajna, Schréter und Szádeczky-Kardoss haben anlässlich ihrer terrassmorphologischen Studien zwei, bzw. drei diluviale Terrassen in unseren Flusstälern festgestellt. Kéz hat angenommen, dass die drei diluvialen Terrassen der Donau klimatischen Ursprungs sind und er sieht in ihnen den Beweis für die Dreigliederung unseres Pleistozäns, das daher mit dem Pleistozän Nordeuropas übereinstimmt. Die Aufschotterung der drei Terrassen erfolgte in je einer Vereisungsperiode, der Einschnitt oder die Terrassenbildung hingegen in den dazwischenliegenden beiden intermediären Perioden bzw. zu Anfang des Holozäns.* Unsere bisherigen Terrassenforschungen genügen noch nicht um diese Frage endgültig zu entscheiden. Doch können wir bereits jetzt

* Im Gegensatz zu dieser Auffassung nehmen Cholnoky und Szádeczky-Kardoss an, dass unsere diluvialen Terrassen eher tektonischen Ursprungs sind.

mit Sicherheit behaupten, dass unsere Stadtterrasse, die im allerjüngsten Pleistozän aufgefüllt wurde und deren Einschnitt im Alt-Holozän erfolgte, klimatischen Ursprungs ist. Ja, Scherf unterscheidet sogar bei der letzten Vereisungsperiode (Würm), entsprechend der beiden periglazialen stadialen Perioden von Bacsák (1940/b. p. 41.) am Donauabschnitt der Budapester Ebene zwei Aufschotterungsterrassen. Es ist die wichtigste Aufgabe unserer morphologischen Forschungsarbeit, die Umstände der Entstehung der älteren diluvialen Terrassen wissenschaftlich einwandfrei festzustellen.

Vor den Toren unserer Flusstäler an der Tiefebene und vor der Mündung ihrer Seitengewässern, — die über Wassereinzugsgebiete mit bedeutender Reliefenergie verfügen — in das Haupttal, befindet sich je ein sanft abfallender, fächerartig verbreitender, grosser Kies-Schuttkegel. In unserer Fachliteratur finden wir in Bezug auf das Alter und das Kiesmaterial dieser Kegel zahlreiche Daten. Jedoch wurde diesen Schuttkegeln in Bezug auf ihren allerengsten Zusammenhang mit dem periglazialen Klima bis heute keine genügende Aufmerksamkeit geschenkt, obwohl sie am Rande des Alföld ein sich über mehrere tausend km² erstreckendes Gebiet einnehmen.

Die Schuttkegel unserer Flüsse, die sich am Rande des Alföld befinden, haben sich grösstenteils im Jung-Pleistozän, also in der Periode der Aufschotterung der Stadtterrassen angehäuft. In Bezug auf ihren Ursprung stimmen sie daher mit jenen völlig überein. Flüchtig möchte ich hier die Schuttkegel der Theiss und der sich am Fusse der Karpaten hinziehenden Flüsse am Rande des Alföld erwähnen und die dazwischen eingekeilten Sümpfe (Torf) vom Ende des Pleistozäns, ferner die Schuttkegel der Szamos, Kőrös und Maros, dann den pleistozänen Schuttfächer im Delibát, der einen kieseligen Stamm und sandige Flügel aufweist. Die von Norden kommenden Flüsse senken sich ebenfalls auf je einem Schuttkegelabhang des Jung-Pleistozäns, bis zum Niveau der Tiefebene hinab. Ich möchte an dieser Stelle nur den „verborgenen“ Schuttkegel der Sajó-Hernád erwähnen und den mächtigen, gleichmässig fächerförmigen, leicht abfallenden Anhäufungs-

horizont des Egerbaches. Diese beiden werden von den kettenförmig miteinander verschmolzenen Schuttkegeln der südlichen Bäche des Bükkgebirges vollkommen verbunden. Diese Schuttfächer, die den Beweis für eine grösszügige Schotterproduktion liefern, haben sich in Transdanubien und im Kis-Alföld ebenfalls überall entwickelt. Am grössten ist der erhobene Schuttkegel der Donau bei Csallóköz, mit einer neueren Reihe der eingeschlossener pleistozäner Sümpfe.

In Verbindung mit den Schutthängen hatten wir bereits Gelegenheit festzustellen, dass der Kalkstein und der Dolomit den Faktoren der mechanischen Verwitterung nur in geringem Masse widerstehen. Entsprechend der gesteigerten periglazialen Schuttbildung der Kalkstein- und Dolomitgebiete, sind ihre jungpleistozäne Schuttkegel von ganz besonderen Ausmassen. Hier möchte ich am Fusse des Vértes-Gebirge die zwischen Csákvár und Csákberény heraustretenden Schuttkegel (T a e g e r, 1909, p. 115.) erwähnen, ferner die von L ó c z y sen. (1913, p. 429-458.) beschriebenen Kalkstein- und Dolomit-Schuttoberflächen in Fejérmegye (Sárrét und Székesfehérvár-Iszkauszengyörgy) und am Rande des Bakonys (Csór, Várpalota, Keszthely und Gyenesdiás). Genau dieselben Schuttdecken finden wir in den Talöffnungen sämtlicher Kalksteingegenden (z. B. vor den Öffnungen der Szádellőer und Ájer Talengen). Ja mehr als einmal genügte zu ihrer Entstehung der blosse Umstand, dass das sanfte Aushöhlen des Kalksteingehänges den hinabziehenden Schutt in eine Richtung wies. So entstand der flache Schuttkegel bei Tornagörgő-Méhész (Abb. 6.), der den Beckenboden der Szádalmáser Einbuchtung (Kom. Abauj-Torna) völlig verstopft.

* *

In den vorhergehenden Abschnitten sind wir Elementen des Formenschatzes der periglazialen Gebiete begegnet, deren hauptsächlichster Massenbewegungsfaktor das Bodenfliessen war. Die fossilen Überreste der aufgeschotterten diluvialen Flusstäler, die Kiesterrassen sowie die Schuttkegel, wurden ebenfalls infolge der Gesteinszerkleinerung, die durch das periglaziale Klima hervorgerufen wurde, angehäuft. Jedoch erfolgte ihre Beförderung grösstenteils durch eine lineare Transportkraft, und zwar durch

das fliessende Wasser. Darauf weist auch die Tatsache hin, dass das Schottermaterial stark abgerollt ist. Aus der verschiedenen Grösse der einzelnen Kiesel, die schichtweise sehr willkürlich wechselt, können wir die grosse Schwankung der Wassermenge der diluvialen Flüsse ablesen. (Die Schneedecke ist rasch geschmolzen und plötzliche, heftige Regengüsse lieferten zeitweilige Hochwässer.) Die klimatischen Daten, die wir aus den Umständen der diluvialen Aufschotterung des ungarischen Beckens ablesen können, ordnen sich auf erfreuliche Weise harmonisch in das paläogeographische Bild der periglazialen Landschaft, das sich auf Grund der Untersuchung der Abhänge ergeben hat, ein.

5. Die Erscheinungen der periglazialen Deflation.

Löss; Flugsand, Lösston [„Nyirok“].

Die charakteristischste und am stärksten verbreitete, periglaziale Formation unserer Heimat ist der Löss. Über seinen Ursprung, seine Diagenese und auch in Bezug auf seine Chronologie, herrschten die verschiedensten Meinungen, doch wurde diese Unsicherheit gerade in der neuesten Zeit durch die Studien von Bulla (1933, 1934, 1936, 1938, 1939), Vendl, Takáts, Földvári (1934, 1935, 1936) und Scherf (1938) geklärt. Bulla hat, indem er sich auf die Ergebnisse der sehr verbreiteten internationalen Literatur der Lössfrage stützte, auf Grund der Daten der ungarischen Lössforschung unsere sämtlichen Lössprobleme von einem einheitlichen Standpunkte aus untersucht. In seiner Synthese schildert er völlig einleuchtend das periglaziale Bild des Karpatenbeckens. Vendl und seine Mitarbeiter haben den ungarischen Löss im Laboratorium untersucht und in Bezug auf seinen Ursprung genaue Anhaltspunkte gewonnen. Schliesslich haben Scherf und Bulla eine feinere stratigraphische Gliederung unserer Lössе gebracht.

Auf Grund der Untersuchungen von Riehthofen, Obrusev, Münichsdorfer, Ganssen, Keilhack, Soergel, P. Kessler, Witschel, Grahmann usw. wurde die Frage des Verhaltens der Lössdecke, die mehrere Millionen km² der Erdoberfläche einnimmt und die überall in Bezug auf ihre

chemische und mineralogische Zusammensetzung in erstaunlicher Weise übereinstimmt, grösstenteils geklärt. Demnach wird der Grundstoff des Lösses durch fortgeblasenen Staub, der in kalten Ebenen von trockenem Klima und einer spärlichen Pflanzenwelt und in Wüsten (Witschell, 1928.) durch mechanische Verwitterung entstanden ist, und der durch den Wind in ferne Gebiete verweht wurde, gebildet. Der sich auf die kalten und trockenen, grasbewachsenen Ebenen ablagernde Teil dieses feinsten Steinmehls wurde unter der Einwirkung des Klimas und des Grases zu einem gelben, kalkigen Gestein mit einer charakteristischen röhrenartigen Struktur. In Inner-Asien erreicht er eine Höhe von 3000 m über dem Meeresspiegel, jedoch gelangt er in Mitteleuropa nicht über 300-400 m ü. d. M. hinauf. Zur Zeit der Ausbreitung der nordeuropäischen Eisdecke entsprach auf unserem Festlande das periglaziale Klima den Forderungen, die zu der Entstehung des Löss notwendig sind. Daraus müssen wir folgern, dass die Löss des europäischen Typus sich während der Vereisungsperiode der diluvialen Eiszeit bildeten. Diese Annahme wird durch die Lagerungsverhältnisse der Löss, ferner durch die in ihnen enthaltenen Flora-, Fauna- und archäologischen Funde bestärkt.

An unserem Alföld und seinen Randgebieten werden im ganzen ca. 150.000 km² (Bulla) von Löss bedeckt. Da in Bezug auf die mineralogische Zusammensetzung der Löss in der ganzen Welt kaum Abweichungen zu finden sind, konnte die Streitfrage über den Entstehungsort der Löss lange Jahre hindurch nicht zur Ruhe kommen. Endlich ist es Vendl, Takáts und Földvári gelungen, durch mikroskopische Untersuchungen die charakteristischen Mineralien der verschiedenen Lössvorkommen festzustellen, dass das Staubmaterial der Löss in der Umgebung von Budapest und bei Börzsöny aus dem pleistozänen Donausand herausgeweht wurde. Daraus folgt selbstverständlich, dass das Überschwemmungsgebiet eines jeden unserer diluvialen Flüsse mit extremvariabler Wasserführung welches alljährlich immer wieder auf's Neue durch frisches Schuttmaterial bedeckt wurde, ein sich regenerierendes Deflationsgebiet war. Jedoch besteht kein Zweifel darüber, dass der Staub, der von der Gesamtfläche des periglazialen ungarischen Beckens fortgeweht wurde, zur Bildung

unserer Lössen ebenfalls wesentlich beigetragen hat. Ausserdem ist anzunehmen, dass das Material unserer Lössen durch den Staub weit entfernt liegender innerasiatischer, ja sogar afrikanischer Deflationsgebiete, vermehrt wurde. (Schafarzík 1901 und Witschell).

Obwohl unsere Lössen in Bezug auf das Material fast vollkommen gleich sind, unterscheidet unsere Literatur mehrere Arten verschiedener Löss-Strukturen. Die zwischen den einzelnen Typen bestehenden Abweichungen werden durch die lokalen Umstände ihrer Ablagerungsstelle hervorgerufen, also sind die verschiedenen Lössen Faziesänderungen. Der „typische Löss“ wird auf einer Hangoberfläche durch die Oberflächenabspülung der diluvialen Regengüsse und die aus feinen Kieselsteinen bestehenden Streifen, ferner durch die herausragenden Linsen zu einem pseudo-geschichteten „nicht typischen Löss.“ Hierzu können wir vielleicht auch den grössten Teil des von Lóczy sen. als „Tal-Löss“ bezeichneten Löss (1913, p. 501-502) rechnen, ferner die geschichteten Lössarten der zeitweise von Wasser bedeckten Gebiete der Alfölder Gras-Puszten, und zwar den „Infusions-Löss“ (F. Horusitzky), oder den „Lachen-Löss“ (H. Horusitzky „Sumpflöss“.)

Verschiedene Forscher erwähnen noch ausserdem den „sandigen Löss“, ja, wir finden öfters Flugsand-Schichten, die zwischen den Lösspaketen lagern, beschrieben. Bereits Taeger (1909, p. 16.) führt an, dass die Bildung des Flugsandes des Vértesgebirges „bereits im Quartär begonnen hat,“ und dass sein Entstehen mit dem Löss „in engem Zusammenhang steht.“ Lóczy sen. (1913) stellt ebenfalls fest, dass der Löss und der Flugsand Transdanubiens sich gleichzeitig abgelagert haben. Doch finden wir auch in der neuesten Literatur zahlreiche, beachtenswerte Daten. Laut Vendl (1934, p. 754.) ist „der Dorogser Löss ein Übergang zum Flugsand“. Peja (1938.) teilt uns mit, dass er im mittleren Ipolytal pleistozänen Flugsand in einer mit Löss verbundenen Lage gefunden hat. Babarczy (1942, p. 59.) erwähnt diluviale Sanddünen aus dem Alföld. Faragó (1938.) stellt im Gebiete von Nagykőrös pleistozänen, „oberhalb des Lösses“ und „unterhalb des Lösses gelegenen“ Flugsand fest. Ebenso Scherf im zwischen Donau-Theiss gelegenen Gebiet (siehe Jaeger 1939, Tafel 16). Sümeghy (1937) stellt im Verlaufe seiner geologischen Aufnahmen

in den ebenen Gebieten von Nagykúnság fest, dass der Kern der Dünen der blaue Sand des oberen Pleistozäns ist, und dass sich das Sandmaterial der Dünen, zweifellos noch in der Eiszeit daraus abgeseibt hat. Die am Theissufer bei Rakamaz niedergebrachten Schurfb Bohrungen haben ebenfalls Löss trennenden Flugsand aufgeschlossen. (Ich hatte Gelegenheit, letztere Beobachtung während der Forschungsarbeiten, die durch das Bewässerungsamt unter der Leitung von Herrn Chefgeologen Josef Sümeghy im Jahre 1958. durchgeführt wurden, aufzustellen). Ein Beweis für die pleistozäne Sandverwehung sind schliesslich die Flugsand-Ausfüllungen der Frostspalten der Pestszenlőrincer Flachtundren. (Kerekes, 1959, b.)

Wir sehen also, dass wir eine ganze Reihe zuverlässiger Daten besitzen, die die Annahme unterstützen, dass der grösste Teil unserer Flugsande in der Eiszeit, gleichzeitig mit den Lössen, verweht wurde. Dies ist ja eigentlich selbstverständlich, denn wir können doch kaum annehmen, dass der Wind, der die flacheren Gebiete unserer Heimat mit gewaltig ausgedehnten Lössdecken versehen hat und der allein in Form von Staubmaterial vorsichtig gerechnet mehrere hundert km³ Gesteinsschutt durchgeseibt und abgelagert hat, gerade den Sand, der an der Oberfläche unserer Becken in grossen Mengen vorkam, und der sich jährlich über die breiten, diluvialen Überschwemmungsgebiete der Flüsse ausbreitete, nicht von der Stelle bewegt hätte.

Die vom Winde mitgerissenen Sandkörnchen polieren die auf ihren Wege liegenden Felsteile glänzend glatt. In die Oberfläche der Kiesel, die sich in den Deckenresten des Ausblasungsgebietes befinden, schleifen sie eigentümliche Flächen ein, die sich in scharfen Kanten treffen. („kantige oder scharfe Kiesel“, „Dreikantter“). Cholnoky (1918, 1926, 1932) beschreibt Gesteinstücke mit einer „Wüsten-Politur“ aus dem Balatonoberland in Verbindung mit den weltberühmten Beispielen der landschaftsbildenden Windwirkungen. Die Winderosion bei Tihany, die zwischen Pét, Öskü, Kádárta und Hajmáskér gelegene Dolomit-Hochebene, deren unausgeglichebene Oberfläche nur durch die Deflation erklärt werden kann, ferner die Deflationstäler bei Somogy-Zala, in noch stärkerem Masse aber die aus dem Kállaer Becken und der Tapolcaer Bucht erfolgte Ausblasung mächtiger, pannonischer sandiger

Sedimente, die eine Dicke bis zu 150 m erreichten, sowie die pilzartigen Basaltstöcke („Mesa“) des Kisalföld, die „Jardang“-s bei Pannonhalma und schliesslich die winderodierten Felsen des Dolomits des Pilisvörösvärer Grabens:* alle diese Erscheinungen sind beredte Beweise für die Wirkung einer grosszügigen Windabtragung.



Abbildung 6.

Der aufgeschlossene Kies des jung-pleistozänen, flachen Schuttkegels bei Torna-görgő-Méhész. (Aufnahme: Kerekes.)

Wir finden besonders in den Aufschlüssen von Flugsandhaufen, zwischen Donau und Theiss, die sich NNW-SSO-lichen Richtung d. h. entlang der Windrichtung ausgedehnt haben, sehr oft diskordant gelagerte, graubraune oder rotbraune Humusstreifen, die zwei graugelbe Sandschichten trennen. (Güll 1907, p. 188, Kádár 1935, p. 14.) Offensichtlich kann man diese Streifen genetisch mit Lehmschichten, die sich zwischen die Löss eingekeilt haben, identifizieren!

Wir finden Dreikanter in einer Menge, die dem Grade der durch die obigen Daten geschilderten Deflation entspricht. Auf Grund der Daten von K. Papp (1899.), H. Horusitzky (1907.), F. Pávai-Vajna (1909.), Taeger (1909.), Lóczy

* An dieser Stelle möchte ich bemerken, dass wir in Bezug auf die Entstehung der „Windtreppen“ (1939/a.) im Jegenyevölgy eher einen zoogenen Ursprung voraussetzen müssen und dass die von mir versuchte Erklärung, wahrscheinlich auf einem Irrtum beruht.

sen. (1913.), Cholnoky (1918.), Schafarzik und Vendl (1929.), Jaskó (1937.), Mauritz (1939.), und Häusler (1939.) ist uns ihr Vorkommen im Kisalföld, in der Gegend des Fertő und in den Bakony-, Vértes-, Ofner- und Börzsöny Gebirgen, doch vor allem in grossen Mengen an zahlreichen Stellen des Balaton-Oberlande bekannt, ja es ist mehreren Forschern gelungen festzustellen, dass sie zweifellos aus dem Pleistozän stammen. Indem konstatiert wurde, dass die Lössen in den Anhäufungsgebieten der vom Wind transportierten Sedimente der Eiszeit mit dem Flugsand in innigem Zusammenhang stehen, und dass ausserdem die scharfkantigen Kiesel der Abtragungsgebiete der Eiszeit entstammen, wurde der Beweis erbracht, dass es sich um einen grossartigen periglazialen Deflationsprozess handelt, wodurch auch der Standpunkt von Scherf (1938) gerechtfertigt wird. Die in Verbindung mit den Kővágóórser Blockmeeren gemachten Feststellungen wurden dadurch auf's Neue bekräftigt.

Wenn wir Erscheinungen untersuchen, die mit der Wirkung der Deflation in Verbindung stehen, können wir feststellen, dass die abwechslungsreichen periglazialen Landschaftsbilder unserer Heimat um zwei sehr interessante Typen bereichert werden: hauptsächlich in Transdanubien finden wir aus Dolomit aufgebaute Mittelgebirgsteile mit Fels- und Sandwüsten, im Alföld sehen wir, dass die Eintönigkeit der lössbedeckten, grasbewachsenen Puszten zeitweise von halb wüstenartigen, vegetationslosen Flugsandhaufen unterbrochen wird!

* *

Wenn wir die Karte studieren, die das Vorkommen des Lösses in Ungarn darstellt, (H. Horusitzky 1898.), Bulla (1938.), fällt es uns auf, dass sich die Lössgebiete in den tief gelegenen Ebenen des ungarischen Beckens und den Randhügelgebieten befinden, und sich höchstens bis zu einer Höhe von 400 m ü. d. M. hinaufziehen. Auf Grund der oben angeführten Daten wissen wir, dass das Gesteinmaterial unserer Lössen ein abgelagertes, sehr feines Gesteinsmehl ist, das aus den periglazialen Deflationsgebieten unserer Heimat durch Staubstürme transportiert wurde. In Gegenden, die höher über dem Meeresspiegel liegen, finden wir nur selten Lössen. Es wäre jedoch unangebracht vorauszusetzen, dass die Winde, die keine Hindernisse kennen, die

transportierten Staubmassen ausschliesslich in tiefgelegenen Beckenteilen ausgebreitet hätten, und dass sie in die höheren Teile der Mittelgebirge keinerlei Gesteinsstaub getragen hätten. Doch wo finden wir diese vom Wind transportierten Sedimente?

Wenn wir diese Frage näher untersuchen, fällt uns unwillkürlich eine Gesteinsart, bezw. fossile Bodenart auf, die wir ge-



Abbildung 7.

Einsturz in dem die Karsthochebene bedeckenden gelben Ton (Nyirok) beim Örvénykő im Bükkgebirge. (Aufnahme: Kerekes.)

rade in unseren höheren Hügel- und Gebirgsgegenden finden und die sich oberhalb der Lössdecke allgemein ausgebreitet hat. Dieses Gestein ist der „Nyirok“ (Lösslehm.). Er wurde zuerst von J. Szabó (1866.) untersucht. Szabó und nach ihm Ballenegger (1917.) sehen in ihm einen tertiären Relikt-Boden, der in einem warmen, feuchten Klima entstanden ist und zwar aus der Verwitterung eruptiver Tuffen, die die Forscher im Liegenden des Gesteines der analysierten Proben gefunden haben. Diese Feststellungen wurden von unseren Handbüchern für Bodenkunde ebenfalls übernommen, (Sigmund 1934.) Wenn wir aber die Frage über die Entstehung des „Nyirok“ vom morphologischen Standpunkte aus betrachten, wird diese Auffassung durch unsere Beobachtungen nicht unterstützt.

Die gelbe, braune und rotbraune Tondecke bedeckt am Fusse des Bükks gelegenen Hügelgegend sämtliche tertiäre Gesteine des südlichen Hügelgebietes des Bükkgebirges, sowohl die vulkanischen als auch die Sedimentgesteine (K e r e k e s 1936.). Ja, diese Decke zieht sich sogar mehrere hundert Meter über die eruptiven Tuffe hinauf (!) bis in die Aushöhlungen der 700—900 m hohen Karst- Kalksteinhochebene (siehe Abb. 7.). Ausserdem senkt sich diese Tondecke bis zu den Stadttterrassen des Szinva-Baches bei Miskolc (K. P a p p, 1907.) und bis zu denjenigen des Hejő-, Eger- und des Tárkány-Baches hinab, ja sie wurde von E n d r é d y (1934. p. 131-2) im offenen Borsoder Überschwemmungsgebiet zwischen zwei Löss-Schichten beobachtet. Wir sehen also, dass ihre Verbreitung ihrer Entstehung, wie sie von den ersten Forschern dargestellt wurde, widerspricht. Ihre stratigraphische Lage hingegen steht mit der angenommenen Zeit ihrer Entstehung im Widerspruch. Ferner wurde festgestellt, dass die an mehreren Stellen beobachtete abwechselnde Lagerung des Löss und des „Nyirok“ gleichzeitig erfolgt ist, sowie dass ihre Farbe sehr ähnlich, ihr körniger Aufbau fast der gleiche ist und dass besonders ihre Zusammensetzung übereinstimmt. (Siehe: B a l l e n e g g e r, 1921, p. 125., E n d r é d y, 1934. p. 136, sowie die Analysen von V e n d l, T a k á c s und F ö l d v á r i, 1935, p. 775.) Dies alles beweist, dass Löss und Nyirok in Bezug auf ihr Material höchstwahrscheinlich den gleichen Ursprung haben!

Das abgelagerte Staubmaterial kann nur dort zu Löss d. h. zu einem kalkhaltigen Gestein, das eine besondere röhrenförmige Struktur aufweist, werden, wo wir ein durch ein ganz besonderes Klima und durch eine besondere Pflanzenwelt ausgezeichnetes Gebiet finden: die trockene, grasbewachsene Tiefebene (B u l l a, 1935.) Wenn wir uns unsere auf den Nyirok bezüglichen Kenntnisse vor Augen halten, ferner bedenken, dass der Löss oberhalb einer gewissen Höhe im allgemeinen verschwindet und an seine Stelle der Nyirok, der ihm in jeder Hinsicht ähnelt und nur in Bezug auf den Kalkgehalt und das Fehlen der Röhrenstruktur abweicht, tritt, und die Bodendecke bildet, kommen wir unbedingt zu dem Schluss, dass das Material des Nyirok und des Löss gleichermaßen durch die Staubverwehung der Eiszeit gebildet wurde. Doch hat der Nyirok nicht den gleichen diagenetischen Prozess

durchgemacht, wie der Löss! Da es sich hier um klimatische Formationen handelt, konnte ihre abweichende Diagenese nur durch das abweichende Klima in der Zeit ihrer Entstehung hervorgerufen werden. Wenn wir uns auf die Beobachtungen von Hajósy (1935.) stützen, dürfen wir annehmen, dass die Niederschlagsmenge des über der oberen Lössgrenze befindlichen Gürtels unserer Hügelgebiete grösser war, als diejenige, die von der Steppenvegetation benötigt wird, so dass sich hier eine höher entwickelte Pflanzenwelt und zwar Parkwälder entwickelt haben. Die niederfallenden Staubmengen würden hier zum Waldboden! Diese Annahme stimmt mit den paläontologischen Forschungen von Mottl (1938.) sowie mit dem paläogeographischen Bild der Eiszeit, das auf Grund der Holzkohlenuntersuchungen von Hollendorfer und Sárkány (1938.) entworfen wurde, vollkommen überein. Zu diesen übereinstimmenden Daten fügen sich diejenigen auf glückliche Weise ein, die in den Nyirokgebieten (Kerekes, 1938/a.) bzw. in den nachträglich vom Kalk befreiten Lehmen (Bulla, 1938.) das diluviale Bodenfließen nachweisen.

Fassen wir also die Ergebnisse zusammen: die eiszeitliche periglaziale Staubverwehung, die vor allen im Sommer erfolgte, transportierte auch an die Gebiete, die sich oberhalb der diluvialen Steppengrenze befanden, grosse Staubmassen. Doch verwandelte sich der Staub unter der Wirkung der Pflanzenwelt, die dem feuchteren Klima dieses Gebietes entsprach, in einen tonigen, kalklosen Waldboden.

In den niederschlagsreichen Perioden, die die ein periglaziales Klima aufweisenden Jahreszeiten von einander trennen, wurde das ungarische Becken in den interstadialen bzw. interglazialen Perioden allmählich vom Pflanzentypus der Parkwälder eingenommen. Längs unserer Flüsse im Alföld entwickeln sich die Lehmblätter, die die Gliederung der klassischen Lössprofile erleichtern. (Bulla, 1934, 1936, 1937-38.) und (Scherf 1938.) Diese Lehmblätter haben sich fast unter den gleichen Umständen entwickelt, wie die eigentlichen Nyirok-Böden, nur in Bezug auf die Zeit ihrer Entstehung zeigt sich eine Abweichung, die im Schema der Abbildung 8. zum Ausdruck kommt:

In den trockenen eiszeitlichen Ebenen des Alföld wird die Gras-Puszta nur für eine verhältnismässig kurze Zeit von der

Waldvegetation, die den Lehmhorizont bildet, abgelöst. Hier wird also nur in der niederschlagsreichsten Zeit die Lössdecke und zwar in ihrer dünnen Oberflächenschicht verlehmt, demgegenüber wird die Staubmenge die sich in der feuchtesten Gebirgsgegend abgelagert hat, höchstens während der Vereisungshöhepunkte kurze Zeit hindurch zu Löss. Wenn man den allmählichen Übergang zwischen den beiden Grenzgebieten studieren will, sind die abwechselnden Löss-Nyirokprofile der Terrassen des Sajó-Bodva z. B. besonders geeignet.

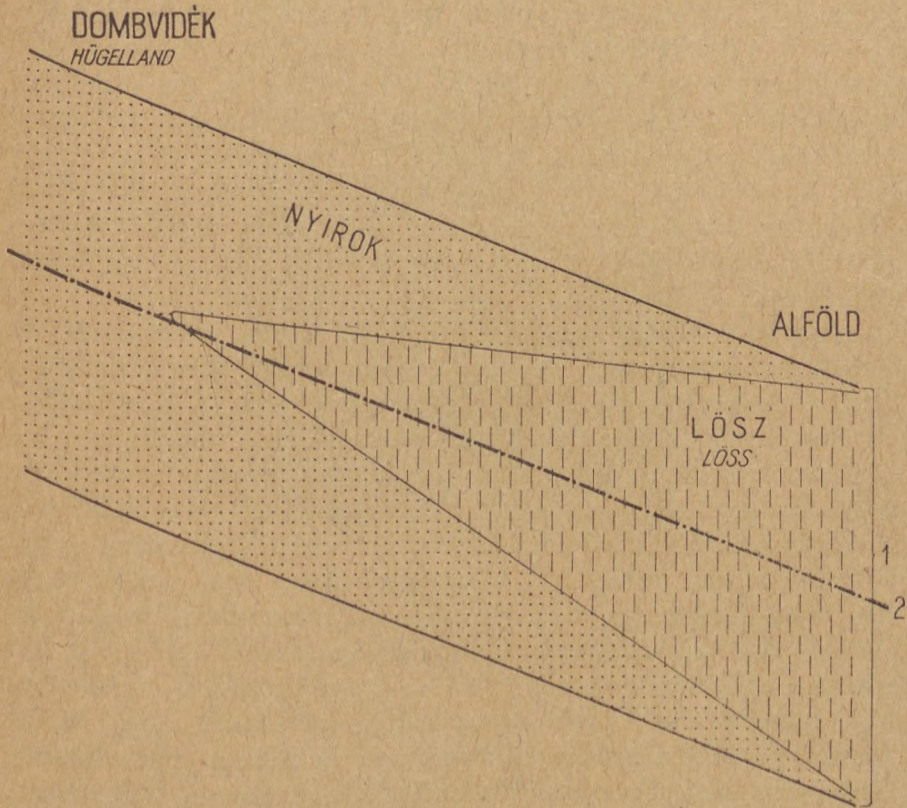


Abbildung 8.

Skizze über den zeitlichen und örtlichen Zusammenhang der Entstehung des Löss und des Nyirok.

1. Dauer der Staubverwehung; 2. der Höhepunkt einer Vereisung.

Unsere auf die Entstehung des Nyirok bezüglichen bisherigen Kenntnisse werden am überzeugendsten durch die morphologischen Daten unserer Höhlensedimente ergänzt!

6. Höhlensedimente.

Unsere wissenschaftliche Höhlenforschung feierte vor kurzen den 30-sten Jahrestag ihrer ersten Anfänge. Der Bericht über die Forschungsarbeit dreier Jahrzehnte gibt einen stolzen Überblick der Ergebnisse auf den Gebieten der Paläoanthropologie, Archäologie, Paläontologie, Phytopaläontologie, Zoologie und Biologie. Es ist erstaunlich, dass man den Höhlenauffüllungen, die während der Ausgrabungen zum Vorschein kamen, im Verhältnis zu den oben angeführten verwandten Wissenschaften nur wenig Beachtung geschenkt hat, obwohl Cholnoky (1917) in seinen auch im Ausland als bahnbrechend geltenden Studien über Höhlenforschung schon, im ersten Jahrzehnte der Geschichte dieses Forschungszweiges, auf den einzuschlagenden Weg hingewiesen hat.

Der grösste Teil unserer Höhlen sind alte Überreste von früheren Karst-Wassernetzen. In Bezug auf die Häufigkeit ihres Vorkommens und ihrer Menge, finden wir in den Höhlen Überreste des Gerölls der Bäche, welche die Aushöhlungen bewirkten, nur in einer verschwindend geringen Masse vor. Die Ausgrabungen schliessen meist Höhlen-Tone auf, die Kalksteinschutt in verschiedenen Farbnuancen oder, — seltener — gar keinen Schutt enthalten. Diese Schichten sind grösstenteils diluvialen Ursprungs, was ich aus den zahlreichen paläontologischen und archäologischen Funden schliessen lässt. Nur die höchste, unbeutende Schicht ist in der Gegenwart entstanden. Wir können mit ruhigem Gewissen behaupten, dass 90 % unserer gesamten Höhlensedimente im Pleistozän und Holozän entstanden sind. Eine charakteristische Eigenschaft dieser Sedimente besteht darin, dass wir an ihren Material weder Transportspuren, noch Abrollung durch fliessendes Wasser, noch eine Schichtung feststellen können, oder dies nur in seltenen Fällen. Der Gesteinsschutt ist grobkörig, scharfkantig und vermischt sich mit den ihn umschliessenden Höhlenton ebenfalls meist ohne

Gliederung und Schichtung. Wenn wir je ein Glied der Erscheinungsform der in der Höhle übereinander lagernden Sedimente, die aus verschiedenfarbigen Kalkschutten bestehen, untersuchen, stellen wir fest, dass sie meistens eine Schuttgarbe aufbauen und zwar entweder am Eingang der Höhle, oder unter dem Kamin, der bis zur Oberfläche hinaufragt. (Siehe Abb. 9.) Es ist also klar, dass sich diese Schuttmassen während des Zerstörungs-

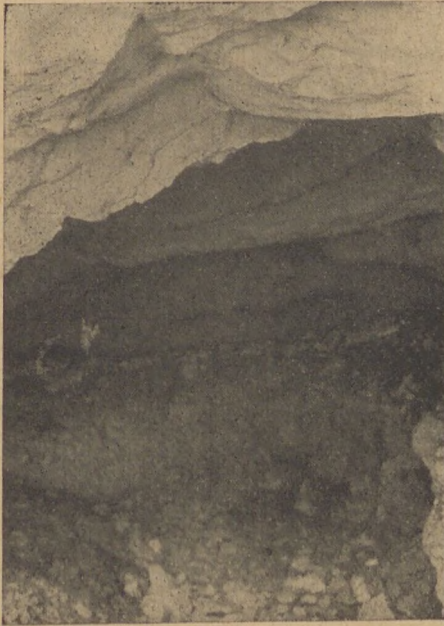


Abbildung 9.

Die Kulissenartige Decke und Auffüllung der Forrásvölgyer Höhle (Bükkgebirge). (Aufnahme: Kerekes.)

prozess der Höhlen gebildet haben. Nach Cholnoky's oben erwähnten Höhlenstudien, werden die Wände und Dächer der Höhlengänge von den Kräften, welche den Hohlraum zerstören, solange angegriffen, und erweitert, bis sie den Gleichgewichtsquerschnitt der Höhle zustande gebracht haben. Diese Kräfte sind einerseits die Atmosphärlinien andererseits die dynamischen Wirkungen der Spannung der Höhlenwölbungen. Das Ergebnis dieses Prozesses ist der Kalkschutt, sein toniges Bindematerial

hingegen ist der verwaschene Lösungsüberrest des Kalksteines, der durch das einsickernde Wasser entstanden ist.

Die Ausgrabungen haben in vollen Masse bestätigt, dass in Bezug auf den Ursprung des Schuttmaterials diese Arbeitshypothese mit Recht aufgestellt werden kann. Parallel mit der wachsenden Zahl der aufgeschlossenen Höhlen, vermehrten sich auch die Daten, die sich auf die Kalkschutt-Auffüllung bezogen.

Wenn wir diese Daten summieren, gelangen wir zu dem auffallenden Ergebnis, dass aus den von Kalkschutt ausgefüllten Schichten unserer Höhlen die zum grossen Teil sehr alten, noch tertiären Ursprungs sind, konsequent einzig und allein nur diluviale Menschen-, Tier- und Pflanzreste zum Vorschein gekommen sind, die noch dazu aus der allerjüngsten Periode der Eiszeit stammen. (Siehe die Abhandlungen von Gaál, Hillebrand, Hollendorfer und Sárkány, Kadič, Kormos, Mottl usw.) Auffallend ist ferner, dass die Kalk-Schuttkörner ziemlich die gleiche Grösse haben. Aus diesen Tatsachen geht deutlich hervor, dass, obwohl die Erweiterung unserer Höhlen in der von Cholnoky geschilderten Weise erfolgt, die damit verbundene, bedeutende Schuttbildung zeitlich entschieden an einen bestimmten Horizont gebunden ist. Die Kalk-Schuttbildung sowie die Schuttanhäufung ist am Eingang der Höhlen, in der Nähe der Öffnungen am stärksten, also dort, wo die von aussen kommenden Temperatureinflüsse am wirkungsvollsten sind. Da es sich hier zweifellos um klimatische Bildungen handelt, ist es unmöglich die Tatsache zu verkennen, dass diese diluviale Schuttanhäufungen unserer Höhlen und der schuttbildende Prozess, der während der Vereisungsperioden die gesamte Oberfläche unserer Heimat zerstörte und unsere Flusstäler masslos aufschotterte, mit einander identisch sind!

Die Annahme, dass der gelbe bis gelbbraune Ton, der sich mit dem Kalkschutt vermischt und welche keine Spuren von Ablagerung durch fliessendes Wasser zeigt, ein Lösungsresiduum wäre, wird durch seine bereits erwähnte Strukturlosigkeit widerlegt. Auch ergibt sich ein Widerspruch aus der Tatsache, dass der Ton in den jüngsten diluvialen Schichten ganz lössartig ist, so dass ihn mehrere Forscher als „Höhlenlöss“ bezeichnen. (Gaál, 1935, 1936, 1939.) Diese Schichten verdicken sich stark gegen den Eingang

der Höhle zu. Wahrscheinlich filtrierte die dunstige Luft der Höhlen während der Periode der diluvialen Staubverwehungen das Staubmaterial der trockenen Luftströmungen, die in die Höhlungen eingangen. Möglicherweise wurde auch das Staubmaterial in die tieferen, weiter von den Eingängen entfernt liegenden Höhlenteile, durch Sickerwasser eingeschlämmt. Die Höhlen in der Umgebung von Eger bieten ein überzeugendes Beispiel für diese Vorgänge. (Kerekes, 1938/b.) Hier finden wir vor allen in jenen Höhlungen grössere Mengen toniger Sedimente, über welchen die Kalkstein-Oberfläche kahl ist und die Durchsickerung des Löss von den Abrasionssedimenten, die den Kalkstein bedecken, nicht verhindert wird. Nach der Ansicht von Soergel (1921.) ist die gelbe Farbe des Löss und der mit ihm verwandten Formationen das Merkmal für das kalte, trockene, eiszeitliche Klima. Die gelben, tonigen Kalkschutt-Sedimente unserer Höhlen sind, wie aus diesen Angaben hervorgeht, ebenfalls periglaziale Bildung. (Siehe Kerekes 1938/b, 1940. und Laïs 1941.)

Die Höhlen werden durch den Schutt, der durch die Schlotte und Öffnungen in sie eindringt, häufig vollkommen verstopft (Vaskapu Höhle bei Lökvölgy.). Zweifellos ist die Schuttmasse, die den grössten Teil der Subalyuker Höhle ausfüllt, ebenfalls durch den Schlot in die Höhle gefallen.

Wenn wir es annehmen, — und wir müssen es tun, — dass die Kalkschutt-Tone der Höhlen von klimatischen Ursprung sind, so müssen wir den Farbennuancen des tonigen Bindematerials der einzelnen Kalkschutt-Schichten steigerte Aufmerksamkeit schenken. Wir wissen, dass in die Höhlenluft während der verschiedenen Perioden Staubmaterial eingedrungen ist und sich abgelagert hat. Wir müssen annehmen, dass der Humusgehalt des Staubmaterials, das in verschiedenen Zeitabschnitten in die Luft der Höhlen gelangte bzw. die dadurch bewirkte Färbung der Kalkschutt enthaltenden Höhlentone, die klimatischen Schwankungen genau so registriert, wie die Humus-, bzw. Lehmänder der Flugsand-, Löss- oder Nyirokprofile. (Hillebrand 1939, p. 39., Kerekes 1940.)

Wie wir sehen, ist die Erforschung der Höhlensedimente überaus bedeutsam trotz ihrer seltenen Vorkommen, bzw. ihrer

geringen Menge. Auf den Bergabhängen zieht sich der auf ihnen entstandene Schutt sozusagen spurlos ins Tal hinunter, und zwar gemeinsam mit dem abgelagerten Lössmaterial. Demgegenüber bleiben die übereinander liegenden Schichten in den Höhlen vollständig erhalten und ihre Profile sind besonders wertvolle Stützpunkte für die altersgeschichtliche Forschung. Die Höhlensedimente sind dazu berufen, die ungeklärten paläogeographischen Fragen des Pleistozäns unserer Mittelgebirge zu lösen. Gegenüber den Faunen, die mehr oder weniger anpassungsfähig sind und der nur vereinzelt vorkommenden Holzkohlenüberresten, können wir von den Studium dieser in jeder Höhle vorhandenen Ablagerungen nach eingehenden Studium, mit Recht die genauesten Daten erwarten.

* *

Mit den Ergebnissen, zu denen wir durch die Betrachtung der Bildung der Kalksteinschutte der Höhlen und der Abhangschuttmassen durch Frostwirkung gekommen sind, steht eine Erscheinung, die wir am Eingange der Höhlen stets beobachten können, in besten Einklang: dies ist der Einsturz der Höhlendecken. Im Kerne der Schuttgarben, die sich am Eingang der Höhlen befinden, sehen wir fast auf jedem Ausgrabungsprofil grosse Felsblöcke angegeben. (z. B. Szeleta-, Kecke-, Forrásvölgy-Höhlen usw.) Dies ist auch bei der Lökvölgyer Höhle der Fall. Der Inhalt dieser Höhle ist aber auch aus anderen Gründen von besonderer Interesse.

Die Lökvölgyer Höhle ist unter dem Niveau der levantischen Felsterrasse des ebenso benannten Baches, in 37 m relativer Höhe entstanden. Ihre gesamte Deckenoberfläche, sowie ihre Wände, sind konkav und zackig korrodiert. Hier fehlt jede Spur der Zerstörung durch das Ausfrieren, was wir an den Wänden der meisten Höhlen beobachten können. Dies findet seine Erklärung darin, dass es sich hier um eine sogenannte „blinde“ Höhle handelt, die ursprünglich keine Öffnung an die Oberfläche hatte. Es ist anzunehmen, dass ihre Decke unter der Wirkung der eiszeitlichen (Würm) Forstsprengrung eingestürzt ist und zwar in einer Ausdehnung von 8 m (Aufnahme siehe Kerekes 1938/b, p. 117.). Auf die Felsblöcke, die von der Decke herabgestürzt sind und vor der aufgeschlossenen Öffnung liegen, haben sich die tonigen

Schuttmassen, die in der Eiszeit von der Abhang hinuntersanken, aufgelagert. Zum grössten Teil rutschten diese Schuttmassen den Hang weiter hinab bis zu der Talsohle, — (der im Talboden fliessenden Bach schneidet auch heute den gelben Kalkschutt enthaltenden Ton an) — ein kleinerer Teil hingegen drang genau im Horizont der Deckenöffnung in die Höhle ein. Die flache, ganz schwach nach innen abfallende gelbe, tonige Kalkschuttgarbe bedeckte nun die ganze Höhlensohle. Es besteht kein Zweifel darüber, dass die Höhlenfüllung, die sich unter der alten, doch völlig intakten Korrosionsoberfläche der Höhlendecke, „beinahe horizontal“ (K a d i č) nach innen gerichtet fallend ausdehnt, einzig und allein von aussen her in die Höhle gelangen konnte. Dieses Eindringen der Schuttmassen, welche die Form eines sanft gewellten Abhanges von kaum wahrnehmbarer Neigung erfolgte, lässt sich ausschliesslich nur durch eine einzige Art eines Schutt-Transportprozesses erklären und dies ist die: Solifluktion.

Unsere Behauptung wird, abgesehen von den oben angeführten Tatsachen auch noch dadurch unterstützt, dass wir zwischen den Kieseln des Höhleninhaltes Tonschieferstücke gefunden haben. Der über der Kalksteinscholle, die die Höhle verschliesst, befindliche Teil des Abhanges, wird durch Tonschiefer gebildet. Von diesem Tonschiefergebiet sind einzelne Stücke des Abhangschuttes bis hierher gelangt. Als Beweis für den exogenen Ursprung des Sedimentes dienen ferner Stücke von Eisenkondensationen, die im Ton des Höhleninhalts gefunden wurden und auf den Ursprung aus einem Waldbodenprofil hinweisen.

Der Boden des kurzen, doch mit einer breiten Öffnung versehenen Höhleneinganges wird vom Abhangsschutt, der sich durch die Solifluktion hineingezogen hat, völlig bedeckt. In den wärmeren Sommermonaten füllt sich die ganze tonige Kiesmasse schwammartig mit Wasser, und das am Grunde des Schlammflusses hervorsickernde Wasser lagert auf der Sohle des Höhleninhalts eine Kalktuffschicht ab, die im ganzen nur wenige Zentimeter stark ist. Das ist eine in unseren Ablagerungen von Vereisungsperioden ungewöhnliche Erscheinung. (Das Schema des Höhleninhalts ist auf Abbildung 10, ersichtlich. Eine eingehende Schilderung der Höhle bringt die oben angeführte Abhandlung, Seite 117-221.)

Hier haben wir also wieder einen neuen Beweis für die periglaziale Solifluktion gefunden, ferner auch dafür, dass der Höhlenton, der aus dem Löss gebildet wird, subaërisch ist, sowie dass unsere Nyirokgebiete bereits in der Eiszeit tonige Waldböden waren, und nicht das Ergebnis einer nachträglichen Verlehmung sind.

Dass die Solifluktion auch in den Höhlen beobachtet werden kann, wirkt ziemlich überraschend. Wenn wir jedoch unsere Daten mit diejenigen von Schädler (1931.) vergleichen — Schädler forschte die Eislueg-Höhle im Totengebirge durch, die sich in 1450 m Höhe befindet und Schwankungen um den Frierpunkt herum ausgesetzt ist und fand auf der tonigen, kieseligen Sohle holozäne polygonale Struktur, also Höhlen-Tundren, die sich ebenfalls in der Gegenwart entwickeln, mit Polygonen von 30-50 cm Durchmesser, — dann erhalten wir, wenn wir die in 367 m ü. d. M. befindliche Höhe der Lökvölgyer Höhle, sowie die in unserer Heimat vorausgesetzte, mittlere Jahrestemperatur der Eiszeit ($7-9^{\circ}$ C) als Grundlage annehmen, ebenfalls einen um 0° C herum befindlichen Wert. Ich bin überzeugt, dass wir mit der Erweiterung unserer Kenntnisse noch zahlreiche Beispiele, die den Beweis für die Höhlen-Solifluktion liefern, kennen lernen werden.

7. Die Tundrenbildungen des Flachlandes.

Eins der jahrzehntelang erfolglos untersuchten morphologischen Probleme des periglazialen Gebietes, das die vereisten Gegenden Europas begrenzt, war das häufige Auftreten lockerer diluvialer Sedimente, mit einer Oberfläche, die starke Störungen und faltungsähnliche Erscheinungen aufwies. Die Forschungsgeschichte dieser Formationen ist ein schönes Beispiel für das unentwegte menschliche Streben, die Gründe der Naturerscheinungen aufzudecken. Es erscheint nämlich zunächst völlig unerklärlich, warum eine Schicht, die auf einem ebenen Gebiet über dem ruhigen, ungestörten Liegenden gelagert ist, durcheinander gefaltet ist, oder warum die Hangendschicht sackartig eindringende Ausläufer in ihre Liegendschicht entsendet. Als man schliesslich darauf kam, dass diese seltsamen, von Färbungen begleiteten

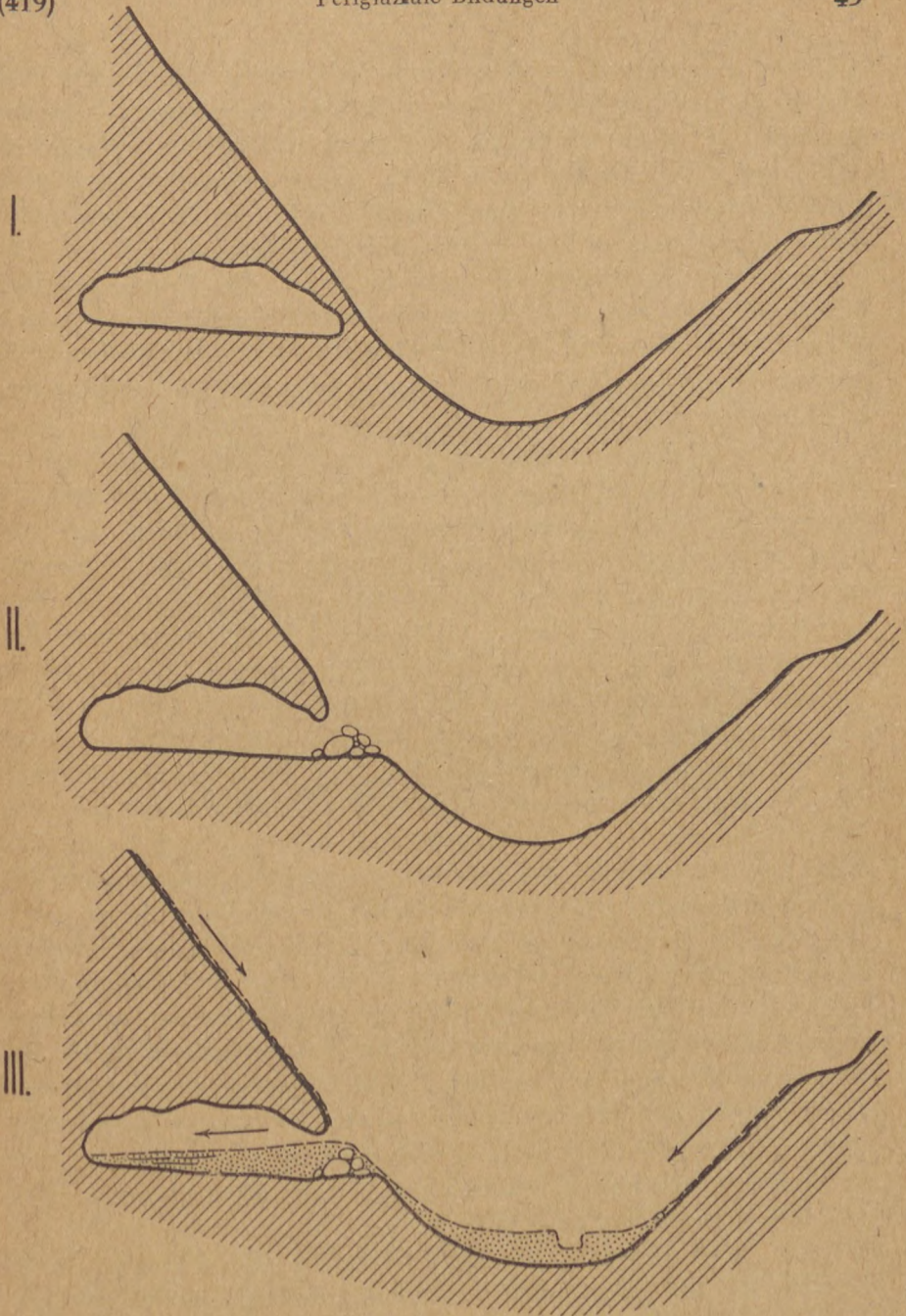


Abbildung 10.

Die wahrscheinliche Ausfüllung der Lökvolgyer Höhle. (Bükkgebirge.)
 I. Präglazialer Zustand; II-III. Glazialer Zustand.

Schichtstörungen nur in diluvialen Sedimenten zu finden sind und zwar nur an Stellen, die zur Zeit der Vereisung — (bezw. als sich in Nordwesteuropa die innere Eisdecke allmählich zurückzog) — Teile der Oberfläche waren, vermutete man, dass diese Erscheinungen mit dem Klima der Eiszeit in engsten Zusammenhang stehen. Eine entscheidende Wendung und schnelle Klärung der wichtigsten Fragen brachten die Ergebnisse der Forschungen in den heutigen subpolaren Gebieten. Es hat sich herausgestellt, dass diejenigen Forscher, die diese Erscheinungen als den fossilen Boden einer eiszeitlichen Tundra-Periode betrachteten, im Recht waren.

In unserer Heimat sind uns seit langen ähnliche Erscheinungen in den Kiesgruben, die den altpleistozänen Schuttkegel bei Pestszentlőrinc aufschliessen, bekannt. Doch versteht es sich von selbst, dass man hier diese Erscheinungen nicht richtig bewertet hat: viele Forscher fanden es bereits mehr als gewagt, zwischen dem eiszeitlichen periglazialen Klima der Moränengebiete der norddeutschen Tiefebene, die unzählige Spuren der einstigen, mächtigen Eisdecke aufweisen, und mit den heutigen, rauhen Polargebieten einen Vergleich zu ziehen. Um wieviel gewagter wäre dies noch in unserer Heimat gewesen, wo wir nirgends Spuren einer weit verbreiteten Vereisung finden. Der Löss, den wir als die am längsten bekannte und am weitesten verbreitete diluviale Formation anzuführen pflegen, weist entschieden auf ein trockenes Klima hin. Es ist begreiflich, dass die Forscher an einen periglazialen Ursprung der Struktur des Szentlőrincer Schotters (Inkey, Halaváts, Lőrenthey, Cholnoky, Scharzik, A. Vendl usw.) nicht im geringsten dachten, denn damals setzte man notwendigerweise noch voraus, dass der Begriff der „Tundra“ mit einem feuchten Klima im Zusammenhang stehen muss. Nur in den letzten Jahren, seitdem wir fortwährend neue Daten in Bezug auf ähnliche Vorkommen aus zahlreichen Orten Europas erhalten haben, wurde auch bei uns die Aufmerksamkeit auf diese Erscheinung gelenkt.

Als erster beschreibt Szádeczky-Kardoss, (1936), dass er bei den levantinischen-altpleistozänen Schottern der Kisalfőlder Flüsse das Vorhandensein der Tundenstruktur beobachtet hat. Dies führte ihn zu der Annahme, dass die „sackartigen“

Pestszentlőrincer Schotter auf ähnliche Weise gebildet wurden. Später ist es mir gelungen, bei den levantinischen, von Nyirok bedeckten Terrassenschotter des Eger-Baches diese Tundrenstruktur zu finden, ebenso bei den Pestszentlőrincer altpleistozänen Kiesablagerungen, (was die Mutmassung von Szádeczky rechtfertigt), ja, sogar im pannonischen Ton. (Kerekes 1938/a, 1939/b.).

Diese Strukturböden gehören in die Formengruppe der „sackartigen“ Pseudofaltungen. (Abb. 11.) Ihre Entstehung können



Abbildung 11.

Der Kiesaufschluss des altpleistozänen Donau-Schuttkegels bei Pestszentlőrinc mit sackartiger Tundrenstruktur. (Aufnahme: Kerekes.)

wir bis heute nicht vollständig erklären, soviel steht jedoch fest, dass diese Erscheinung an der Oberfläche des gefrorenen, zeitweise auftauenden Bodens auftritt. Eine wichtige Rolle bei ihrer Entwicklung spielt der Seitendruck, der dadurch entsteht, dass der Rauminhalt des wasserdurchtränkten, lockeren Sedimentes infolge des Gefrierens wächst. Ferner treten infolge der Kondensationsverschiedenheiten, die sich bei der Temperatur des Wassers um den Gefrierpunkt herum einstellen, sehr langsame Konvektionsströmungen auf. (Cholnoky 1911.). Es ist wesentlich für das Zustandekommen dieser Erscheinung, dass sich der Auftauungs-Gefrierungs-Prozess sehr häufig wiederholt. Das Ergebnis ist, dass das lockere Gestein, das an der Oberfläche aufgetaut ist und

dort „im Wasser schwimmt“, zu einem wabenartigen Netz gepresst wird und zwar geschieht dies auf folgender Weise: die Poligone der einzelnen Zellen werden von den grobkörnigen Sedimentteilen schanzenartig umgeben, während sich in der Mitte meistens die feinkörnigen Materialien anhaufen. Die Tiefe der fossilen Tundrastruktur zeigt die Stärke der auftauenden Schicht an. Bei Pestszentlörinc finden wir im altpleistozänen Kies die Tundren zweier Perioden. Die ältere dringt bis zu einer Tiefe von 1,5 m, die jüngere und frischere, bis zu 1 m ein. Sie liefern also den Beweis für zwei Perioden mit glazialen Klima.

Neben der sackartigen Tundrenstruktur erscheint in unserer Heimat bei Pestszentlörinc noch ein neuer Typus, der mit den oben erwähnten Typen in enger Verbindung steht. In den Kies ragen gleichmässig von einander entfernt mit Flugsand ausgefüllte Spalten hinab, die sich nach unten keilartig verengen und zusammenschliessen. Diese Erscheinungen sind ebenfalls unter der Einwirkung des Tundrenklimas entstanden, doch nicht in den milderen Jahreszeiten. Es sind die Kontraktionsspaltungen der harten eiszeitlichen Fröste, die den Boden ebenfalls in Vierecke aufteilen. Ihre Ausfüllungen kennen wir auf Grund der Forschungen von Tollner und Leffingwell in Jan Mayen, bezw. den Tundren von Alaska, sowie der Beobachtungen von Soergel (1936.) an fossilen, ausgefüllten Spalten. In die Spalten, die dadurch entstanden sind, dass der Schutz der dichten Schneedecke fehlte und die Oberfläche der Forstwirkung ausgesetzt war, haben die Winde am Ende des Herbstes und im Winter Sand und Schnee transportiert. (Auf der Jan Mayen Insel Vulkanasche.) Bei Eintritt der milderen Jahreszeit werden die Spalten vom auftauenden Wasser ausgefüllt, jedoch gefriert es in den Frühjahrs- und Herbstperioden stets aufs Neue. Die Eisausfüllungen der Frostspalten sind dann keilförmig, daher stammt auch ihre Bezeichnung „Eiskeile“. Das wieder zu Eis verwandelte Wasser erweitert die Spalte in seitlicher Richtung und füllt sich langsam mit den hineingewehten und durch das Tauwasser hineingeschwemmten Sedimenten auf.

Eine unbedingte Voraussetzung für die Entstehung der Eiskeile und ihre Auffüllung ist das Vorhandensein des gefrorenen Untergrundes. Diese Tatsache liefert also wieder einen unfehlbaren

Beweis dafür, dass sich auch bei uns, was bereits aus der Solifluktion, die wir auf den Hängen unserer Mittelgebirge beobachten konnten, schliessen durften, ständig gefrorener Boden entwickelt hat. Zur Entstehung der Flachtundren ist ein stark mit Wasser vollgesaugter Boden notwendig. (Sörensen). Das Vorhandensein der Schottertaschen und Eiskeile im trockenen, periglazialen Flugsandhügel enthaltenden, von Staubstürmen heimgesuchten Becken des ungarischen Alfölds, bildet nur einen scheinbaren Widerspruch, da ja das Grundwasser, welches auf dem Kies, der die Flüsse begleitenden Terrassen, sowie auf den Schuttkegelfächern der Beckenränder hochsteht, offenbar genügte, um die Tundrenerscheinungen hervorzurufen.

Ständig gefrorener Boden hat sich daher wahrscheinlich nur in Flecken und Streifen auftreten können. Die Flugsand-Auffüllung der Eiskeile liefert ebenfalls den Beweis, dass die Deflation der Sandverwehung in der periglazialen Periode erfolgt ist.

In den mediterranen Kieseln bei Herend kann man Eiskeile bis zu 1 m Tiefe finden. Eine reiche und interessante Fundstelle



Abbildung 12.

Mit Quarzkiesel ausgefüllte, 2,5 m tiefe „Frostspalte“ in der Veszprémer Dolomit-Schottergrube. (Aufnahme: Kerekes.)

für die aufgefüllten Frostspalten und die verschiedenen Tundrenböden ist noch auch das Deflations-Dolomitgebiet bei Veszprém und Jutas und schliesslich bei Berührungslinie des Alluviums des Séd. (Siehe Abb. 12. und 13.) Ich neige zu der Vermutung, dass hier der Dolomit ebenfalls infolge des eiszeitlichen Spaltenfrostes zu Schotter und Staub wurde.

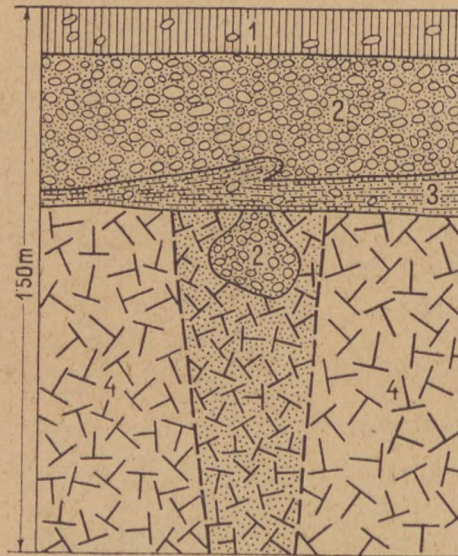


Abbildung 13.

Aufschluss der fossilen Tundrenstruktur in der Kiesgrube bei Jutas.

1. Humus.
2. Kalkiger, grober Quarzkies.
3. Durchwaschener, gemischter, gelblicher Löss.
4. Zerbröckelter Dolomit mit einsinkenden Kiessack; der Dolomit wird unter dem Kiessack zu Gesteinsmehl.

S. Abb. 14.

1. Alt-pleistozäner rostgelber Flusskies.
2. Bis in das Alt-Holozän reichend abgelagerter, eiszeitlicher Flugsand. (Der obere Teil wurde abgetragen.)
3. Ältere, hellrot gefärbte, kieselige, sandige, unten fein geschichtete, kelchförmige Spaltenauffüllung.
4. Jüngere, kreuzende, graue, sandige Spaltenauffüllung.
5. Kalkige Kruste.
6. Die untere Grenze der Humusbildung.

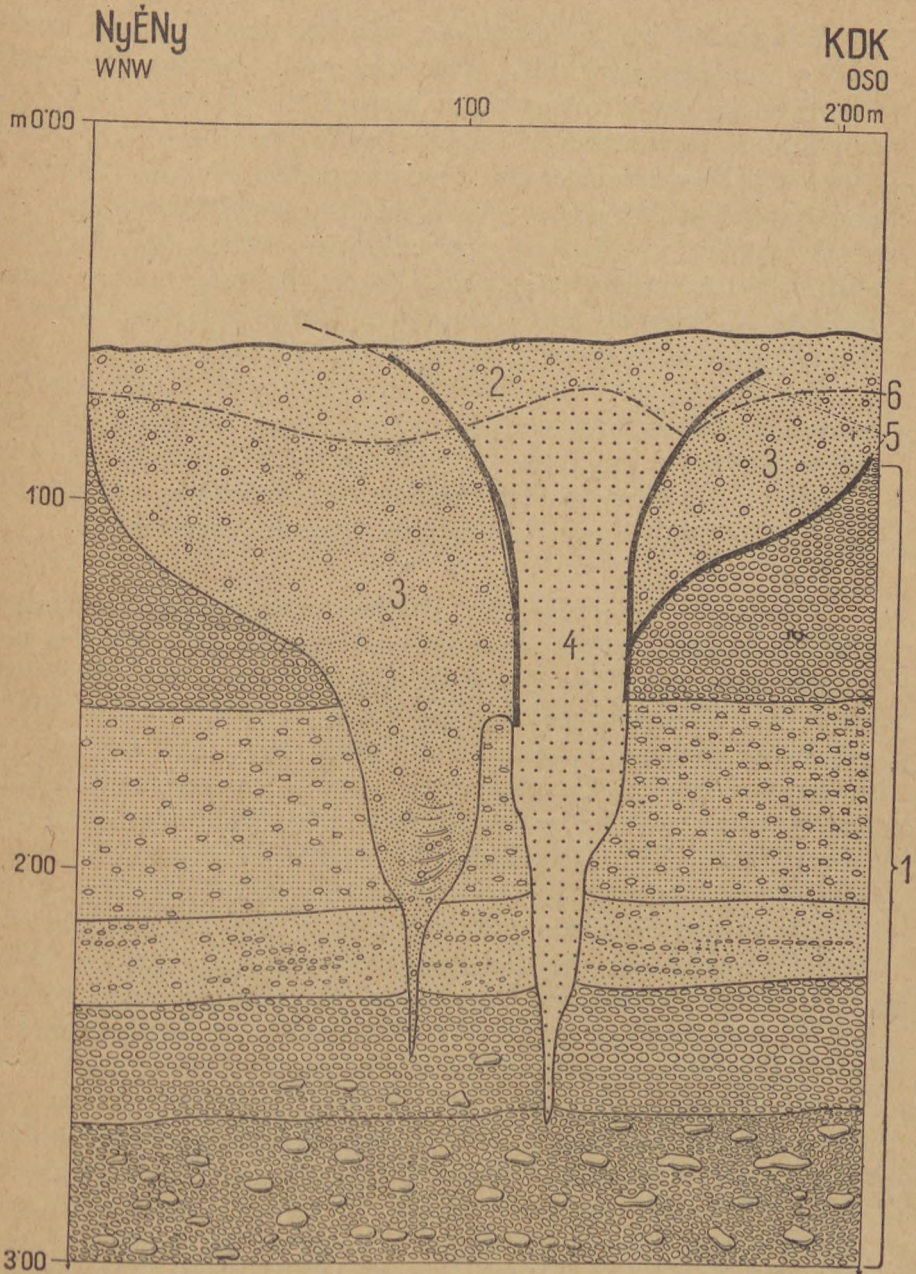


Abbildung 14.

Querschnitt einander kreuzender, mit Flugsand aufgefüllter, diluvialer Frostspalten („Eiskeile“) aus der städtischen Kiesgrube bei Pestszentlőríc.

Wir finden bei Pestszentlőríc, wie bei der doppelten, sackartigen Tundrenentwicklung, ebenfalls zwei einander kreuzende Generationen der Frostspaltung., (siehe Abb. 14.) was zweifellos den beiden periglazialen Perioden des Würm (Bacsák, 1940.) entspricht. Dies beweist aufs Neue, dass neben den Löss-Nyírok-, und Sandschichten, sowie den Profilen des Höhleninhalts die Strukturböden ebenfalls ein zuverlässiges Mittel für chronologische Pleistozänforschung sind. Es ist erfreulich, dass diese zeitliche Gliederung mit derjenigen, die durch die diluviale Wirbeltierfauna aufgestellt wird, übereinstimmt.

In Bezug auf die fossilen Tundrenböden, steht unsere heimatliche Forschung noch ganz am Anfang. Während ich mich selbst mit dieser Frage beschäftigte, habe ich Schottertaschen im Einschnitt der Hegyeshalom-Brucker Eisenbahnlinie, jenseits der österreichischen Grenze flüchtig vom Zuge aus beobachtet.

* *

Wir sind am Ende der Beschreibung der abwechslungsreichen, bunten periglazialen Formationen. Bei Eintritt des niederschlagsreichen Holozäns verliert die physikalische Verwitterung ihre Bedeutung und mit der Ausbreitung der dichten Pflanzendecke beginnt die chemische Verwitterung. Die aus weniger widerstandsfähigen Gestein bestehenden Blockmeere und Schuttanhäufungen wurden wahrscheinlich vom Wald vernichtet und überwachsen. Die Oberfläche der Lössböden wurde durch die häufigeren Niederschläge verlehmt. Doch ist die Wirkung dieser Erscheinungen bis heute nicht genug stark, um den bodenformenden Charakter der periglazialen Erscheinungen, der an jedem Punkte des ungarischen Beckens in die Augen springt, zu verschleiern. Diese „geographische Dissonanz“ ist noch immer so gross, dass die morphologischen Wirkungen des Klimas der Gegenwart daneben noch lange im Hintergrund bleiben werden! Die die gesamte Oberfläche unserer Heimat bedeckenden Staubablagerungen der Löss- und Nyírokgebirge, ferner die Flugsandmassen, dann die unsere Flusstäler überall begleitenden dicken Schotterauffüllungen, die ausgedehnten Kies-Schuttkegel, die Gehänge-Schuttdecken, sowie die unsere Höhlen ausfüllenden Massen, drücken sämtlich noch heute den Stempel der periglazialen Periode auf das Anlitz des ungarischen Beckens.

LITERATURVERZEICHNIS:

- Andersson, J. G.*: Solifluction, a component of subaerial denudation. (Journal of Geology, 1906.)
- Babarczy József*: A dinamikus talajrendszer talajtípusai és a mezőgazdasági gyakorlat. (Beszámoló a Földt. Int. vitatüléseinek munkálatairól. A Földt. Int. 1959. évi jelentésének függeléke. p. 45—78. 1941.)
- Bacsó N. és Zólyomi B.*: Mikroklíma és növényzet a Bükkfennsíkon. (Az időjárás. 38., p. 177—195, 1954.)
- Bacsák György*: Az interglaciális korszakok értelmezése. (Az időjárás. 44., p. 8—16, 62—69, 105—108., 1940/a.)
- A diluvium utolsó szakaszának kronológiája. (Barlangvilág, 10., p. 51—45, 1940/b.)
- Ballenegger Róbert*: A tokajhegyaljai nyirok talajról. (Földtani Közlöny, 47., p. 20—24, 1917.)
- A termőföld. (Ethika könyvtár. Budapest, 1921.)
- A termőföld. (In: A természet világa, 5. köt.: A Föld és a tenger. Budapest, p. 179—221, 1939.)
- Barner, Wilhelm, Alfred*: Altpaläolithische Funde aus dem südlichen Hannover. (Quartär, 3., p. 44—55, Prag, 1941.)
- Bayer, Josef*: Der Mensch im Eiszeitalter. (Leipzig u. Wien, pp. 452, 1927.)
- Brand Erich*: Diluviale Eiskeile bei Aschaffenberg. (Senckenbergiana, 20., p. 412—416, Frankfurt a. M. 1958.)
- Bulla Béla*: Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. (Földrajzi Közlemények, 61., p. 268—279, 1955.)
- A magyarországi löszök és folyótérszok problémái. (Földrajzi Közlemények, 62., p. 156—149, 1954.)
- Bemerkungen zum Problem des ungarländischen Lösses. (Zeitschrift f. Geomorphologie, 9., p. 324—354, Berlin, 1955.)
- Térszok és szintek a Duna jobbpártján Dunaadony és Mohács között. (Matematikai és Termud. Értesítő, 55., p. 195—222, 1956.)
- Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. (Földtani Közlöny, 67., p. 196—215, 289—309. és 68., p. 53—58, 1957—1958.)
- Die periglazialen Bildungen und Oberflächengestaltungen des Ungarischen Beckens. (Földrajzi Közlem. 67., p. 268—279, 1959.)
- A Nagyág, a Talabor és a Tisza térszakai. (Földrajzi Közlem., 68., p. 270—300, 1940.)
- Büdel, Julius*: Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung in ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. (Petermanns Mitteilungen Ergänzungsheft Nr. 229., pp. 71, Gotha, 1937.)

- Büdel, Julius*: Die quantitative Bedeutung der periglazialen Verwitterung, Abtragung u. Talbildung in Mitteleuropa. (Verhandlungen der III. Internat. Quartär-Konferenz. Wien, September 1956., p. 169—172, Wien, 1958.)
- Cholnoky Jenő*: A futóhomok mozgásának törvényei. (Földtani Közl., 32., p. 6—58, 106—142, 1902.)
- Az Alföld felszíne. (Földrajzi Közlem., 38., p. 415—456, 1910/a.)
 - A postglaciális klímaváltozásokról Magyarországon. (In: Magyarország negyedkori klímaváltozásairól. Földt. Int. népszerű kiadv. 2., 3. füz., p. 55—56, 1910/b.)
 - A Spitzbergák. (Földrajzi Közlem., 39., 301—345, 1911.)
 - Barlangtanulmányok. (Barlangkutatás, 5., p. 137—174, 195—210, 1917.)
 - A Balaton hidrográfiája. (A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. 1., 2. rész. pp. 310. Budapest, 1918.)
 - A földfelszín formáinak ismerete. (Morfológia.) (Budapest, 1926.)
 - Tihany. Morfológiai megfigyelések. (Matematikai és Termud. Értesítő. 48., p. 214—255, 1952.)
- Dege, W.*: Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. (Petermans Geogr. Mitt., 87., p. 81—97, 1941.)
- Dücker, A.*: Über Strukturböden im Riesenbirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lössproblem. (Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges., 89., p. 113—129, Berlin, 1957.)
- Endrédy Endre*: A borsodi nyíltártér talajainak vizsgálata. (In: A magyar szikések. M. K. Földmiv. Min. kiadv., Budapest, p. 127—144, 1954.)
- Faragó Mária*: Nagykovácsi környékének felszíni képződményei. (Földtani Közl., 68., p. 144—167, 1958.)
- Ferenczi István*: Geomorfológiai tanulmányok a Kismagyaralföld D-i öblében. (Földtani Közl., 54., p. 17—58, 1925.)
- Gaál István*: A bánhidai Szelim-barlang ásatása. (Termud. Közl. Pótfüzetei. 67., p. 49—65, 1955.)
- A Szelim-barlang ásatásának újabb eredményei. (Termud. Közl. Pótfüzetei. 68., 42—43, 1956.)
 - A Föld és az élet története. (In: A természet világa, 4 köt. Budapest, pp. 392, 1939.)
- Galwitz, H.*: Fliesserde und Frostspalten als Zeitmarken im Löss bei Dresden. (Geol. Rundschau, 28., p. 612—623, 1957.)
- Gellert, Joh. & Schüller, Arno*: Eiszeitböden im Riesengebirge. (Zeitschrift d. deutsch. Geol. Ges., Berlin. 81., p. 444—449, 1929.)
- Grahmann, R.*: Der Löss in Europa. (Mitt. d. Ges. f. Erdkunde zu Leipzig, 51., p. 5—24, 1950—51, 1952.)
- Güll Vilmos*: Agrogeológiai jegyzetek a Nagykovácsi, Lajosmizse és Tatárszentgyörgy közötti területről. (Földt. Int. Jelentése, p. 185—191, 1907.)
- Hajósy Ferenc*: Csapadékmennyiség és tengerszint feletti magasság. (Az időjárás, 59., p. 126—154, 1955.)
- Häusler, Heinrich*: Über das Vorkommen von Windkantern am Westrande des Neusiedler Sees. (Verhandlungen der Zweigstelle der Reichsstelle für Bodenforschung, Wien, 1959.)

- Hillebrand Jenő*: Die ältere Steinzeit Ungarns. (Archaeologia Hungarica, 17., pp. 40, Budapest, 1935.)
- Hollendorner F. & Sárkány S.*: A (subalyuki) fosszilis faszenek vizsgálata. (In: A cserépfalui Mussolini-barlang [Subalyuk]. Geologica Hungarica., Ser. Palacont., Budapest, 14., p. 309—315, 1958.)
- Horusitzky Ferenc*: A »mocsárlösz« terminológiájáról. (Földtani Közl., 62., p. 215—220, 1953.)
- Horusitzky Henrik*: Löszterületek Magyarországon. (Földtani Közl., 28., p. 29—56, 1898.)
- Adatok a vörös agyag kérdéséhez. Földt. Közl., 51., p. 35—37, 1901.)
 - A Kis-Kárpátok déli részének agrogeológiai viszonyai. (Földtani Int. évi Jelentése. p. 125—147, 1907.)
 - Kísérlet a pleisztocén korszak felosztására. (In: Magyarország negyedkori klímaváltozásairól. Földt. Int. népsz. kiadv., 2., 3. füz., p. 77—79, 1910.)
- Högbom, Bertil*: Über die geologische Bedeutung des Frostes. (Bull. Geol. Inst. of Upsala., 12., p. 257—590, 1914.)
- Beobachtungen aus Nordschweden über den Frost als geologischer Faktor. (Bull. Geol. Inst. of Upsala., 20., p. 243—280, 1927.)
- Jaskó Sándor*: Pleisztocén éles kavicsok a déli Bakonyból (Földtani Közl., 67., p. 350—355, 1957.)
- Jaeger Fritz*: Die Trockenseen der Erde. (Peterm. Geogr. Mitt. Erg. Heft Nr. 256., pp. 159, Gotha, 1959.)
- Jugovics Lajos*: Az Alpok keleti végződése alapján és a Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. I—II. (Földt. Int. évi Jelentése 1915-ről, p. 49—73, 1916. és 1916-ről, p. 63—76, 1917.)
- Kadic Ottokár*: A magyar barlangkutatás ősrégészeti eredményei. (Szent István Akad. mennyiségt.-temtud. oszt. felolvasásai., 2., 8. szám, klny., pp. 12, 1950.)
- A jégkor embere Magyarországon. (Földt. Int. Évkönyve, 50., 1954.)
 - A harmincéves magyar barlangkutatás tudományos eredményei. (Barlangvilág, 6., p. 58—66, 1956, 1957.)
- Kadic Ottokár és Motil Mária*: Felsőtárkány vidékének barlangjai. (Barlangkutatás, 16., p. 8—88, 1958.)
- Kadic Ottokár*: A (Subalyuk) barlang helyrajzi, morfológiái és rétegtani viszonyai. (In: A cserépfalui Mussolini-barlang [Subalyuk]. Geol. Hungarica, Ser. Palacont., 14., p. 27—45, Budapest, 1958.)
- Kádár László*: Futóhemek tanulmányok a Duna—Tisza-közén. (Földrajzi Közlem., 65., p. 4—15, 1955.)
- Die periglazialen Binnendünen des norddeutschen und polnischen Flachlandes. (Congrés Int. de Géogr., 1., p. 167—185, Amsterdam, 1958.)
- Kerekes József*: A Tárkányi öböl morfológiája. (Földrajzi Közlem., 64., p. 80—97, 1956.)
- Fosszilis tundratalaj a Bükkben. (Földrajzi Közlem., 66., p. 112—116, 1958/a.)
 - Az egerkörnyéki barlangvidék kialakulása. (Barlangkutatás, 16., p. 90—150, Budapest, 1958/b.)

- Kerekes József*: Fizikai földrajzi megfigyelések a solymári Jegenyec-patak völgyében. (Földrajzi Közlem., 67., p. 118—125, 1959/a.)
 — A pezsztentlőrinci fosszilis tundraképződmények. (Földtani Közl., 69., p. 151—159, 1959/b.)
 — A lillafüredi és forrásvölgyi barlangok üledékképződéséről. Barlangvilág, 10., p. 50, 1940.) (Előadás kivonata.)
- Kessler Paul*: Das eiszeitliche Klima und seine geologischen Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. (Stuttgart, 1925.)
- Kéz Andor*: A Duna győr—budapesti szakaszának kialakulásáról. (Földrajzi Közlem., 62., p. 175—195, 1954.)
 — Flussterrassen im Ungarischen Becken. (Peterm. Geogr. Mitt., p. 255—256, 1957.)
 — A jégkor éghajlata. (Termtud. Közl. Pótfüzetek, 70., p. 97—115, 1958.)
 — A Felső Tisza és a Tarac terraszai. (Földrajzi Közlem., 68., p. 158—186, 1940.)
- Kinzl Hans*: Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. (Peterm. Geogr. Mitt., 74., p. 261—265, 1928.)
- Kormos Tivadar*: A pleisztocén és posztpleisztocén klimaváltozások bizonyítékai Magyarországon. (In: Magyarország negyedkori klimaváltozásairól. Földt. Int. népsz. kiadv., 2., 3. füz. p. 61—68, 1910.)
 — Új adatok a balatonmelléki alsó-pleisztocén rétegek geológiájához és faunájához. (A Balaton tudom. tanulm. eredményei, Első kötet, I. rész, Függelék: 4. kötet, 6. füz., pp. 50, Budapest, 1911.)
- Kraus E.*: Mechanische Wirkungen von Wasser und Wind auf die Erdkruste. (In: Handbuch der Geophysik, Lief. 2. (III), Berlin, 1940.)
- Krekeler F.*: Fossile Strukturböden aus der Umgebung von Giessen und Wiesbaden. (Zeitschrift d. deutsch. Geol. Ges., Berlin, 81., p. 458—470, 1929.)
- Lais Robert*: Über Höhlensedimente. (Quartär, 5., p. 56—108, Prag, 1941.)
- Láng Sándor*: Folyóterrasztanulmányok. (Földt. Közl., 68., p. 110—150, 1938.)
 — Morfológiai megfigyelések a rozsnói medencében. (Földrajzi Közlem., 68., p. 58—44, 1940.)
- Leffingwell K.*: Ground-ice wedges the dominant form of ground-ice on the North Coast of Alaska. (Journal of Geol., 25., 1915.)
- Louis Herbert*: Das Piringebirge in Mazedonien. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1928.)
- Lazinski W.* von: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. (Extrait du Compte Rendu du XI:e Congres Géologique International. p. 1059—1055, 1910.)
- Lóczy Lajos, sen.*: Magyarország felsőpleisztocén és holocén korszakának klímájáról. (In: Magyarország negyedkori klimaváltozásairól, Földt. Int. népsz. kiadv., 2., s. füz., p. 69—76, 1910.)
 — A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. (A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. 1. köt., 1. rész., 1. szakasz, p. 425—506, Budapest, 1915.) XI. Posztpontusi és pleisztocénkorú képződmények.

- Mauritz Béla*: A földkérget átalakító erők és azok tevékenységének eredményei. (In: A természet világa. 3 köt.: A Föld és a tenger Budapest, p. 125—179, 1939.)
- Milankovics M.*: Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. (In: Handbuch de Klimatologie. Berlin, Bd. 1., Teil A., pp. 176, 1930.)
- Mottl Mária*: A bükki mousterien európai vonatkozásban. (In: A cserépfalui Mussolini-barlang [Subalyuk]. Geologica Hungarica, Ser. Palaeontologica, Budapest, Fasc. 14., p. 181—203, 1938.)
- Volt-e aurignacien interstadiális hazánkban? (Földtani Közl., 69., p. 269—278, 1939.)
- Az interglaciálisok és interstadiálisok a magyarországi emlősfauna tükrében. (Beszámoló a M. Kir. Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól. pp. 42, 1941.)
- Papp Károly*: Éles kavicsok (Dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (steppéin). (Földtani Közl., 29., p. 135—147, 1899.)
- Miskolc környékének geológiai viszonyai. (Földt. Int. Évkönyve, 16., p. 91—154, 1907.)
- Passarge S.*: Physiologische Morphologie. (Mitt. d. Geogr. Ges in Hamburg, 26., p. 135—337, 1912.)
- Pávai-Vajna Ferenc*: Az erdélyrészi medence löszfoltjairól. (Földtani Int. évi Jelentése. p. 200—221, 1909.)
- A fényes kavicsokról. (Termtud. Közl., 558 füz., 1912.)
- Peja Győző*: Negyedkori deflációs jelenségek a középső Ipolyvölgyben. (Földtani Közl., 68., p. 169—179, 1938.)
- Richter Max*: Diluviale Gehängeschutt südlich von Bonn. (Decheniana, 96., p. 285—287, Bonn, 1937.)
- Rotarides Mihály*: A lösz csigafaunája, összevetve a mai faunával, különös tekintettel a szeged-vidéki löszökre. (Szegedi Alföldkutató Bizottság Könyvtára, 1931.)
- Salomon W.*: Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. (Geol. Rundschau, 7., p. 30—41, 1917.)
- Samuelsson, Carl*: Studien über die Wirkungen des Windes in den kalten und gemäßigten Erdteilen. (Bull. Geol. Int. of Upsala, 20., p. 57—230, 1927.)
- Schadler Josef*: Strukturboden (Steinnetze) in den Eisluog, Stodertal, Oberösterreich. (Verhandl. d. Geol. Bundesanstalt, Wien. p. 205—206, 1931.)
- Schafarzik Ferenc*: A szapárfalvi diluviáliskorú babérces agyagról. (Földt. Közl., 31., p. 28—34, 1901/a.)
- Az 1901. március 11-i porhullásról. (Földtani Közl., 31., p. 147—149, 1901/a.)
- Schafarzik és Vendl*: Geológiai kirándulások Budapest környékén. Budapest, 1929.)
- Scherf Emil*: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalajképződéssel. (Földtani Int. évi Jelentése az 1925—28. évekről. p. 265—301, 1935.)

- Scherf Emil*: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. (Verhandl. der III. Internat. Quartär-Konferenz, Wien. September 1936. p. 237—247, 1938.)
- Schott C.*: Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. (Fsch. z. Deutsch. Landes- u. Volkskunde, Stuttgart. 29., pp. 77, 1931.)
- Schréter Zoltán*: Eger környékének földtani viszonyai. (Földtani Int. évi Jelentése. p. 150—146, 1912.)
- Sigmond E.*: Általános talajtan. (Budapest, 1954.)
- Soergel W.*: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. (Borntraeger, Berlin, pp. 74, 1921.)
- Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters. (Fortschritte d. Geol. u. Palaeont., 15., p. 125—251, 1925.)
- Diluviale Eiskeile. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 88., p. 225—247, Berlin, 1936.)
- Sörensen, Thormald*: Bodenformen und Pflanzendecke im Nordostgrönland. (Beiträge zur Theorie der polaren Bodenverletzungen auf Grund von Beobachtungen über deren Einfluss auf die Vegetation in Nordostgrönland.) (Medd. om Grönland, 95., pp. 69, Kopenhagen, 1935.)
- Spreitzer, Hans*: Die Eiszeitforschung in der Sowjetunion. (Quartär, 3., p. 1—43, Berlin, 1941.)
- Supan & Obst*: Grundzüge der physischen Erdkunde., Bd. II. Erster Teil. (Berlin u. Leipzig, 1930.)
- Sümeghy József*: Földtani megfigyelések a Zala—Rába közé eső területről. (Földtani Közl., 53. p. 18—28, 1924.)
- Csanád- és Csongrád-vármegyék földtani viszonyai. (Földtani Int. évi Jelentése 1925—28-ról. p. 165—170, 1935.)
- A Nagyikútság felszíni képződményei. (Földt. Int. évi Jelentése az 1929—32. évekről, p. 409—441, 1937.)
- Szabó József*: Tökaj-Hegyalja talajának leírása és osztályozása. (Mathem. és Termud. Közl., 4., p. 366—372, 1866.)
- Szádeczky-Kardoss Elemér*: Pleistozäne Strukturbodenbildung in den ungarischen Tiefebene und im Wiener Becken. (Földtani Közl., 66., pp. 444, Sopron, 1938.)
- Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. (A bánya és kohómérnöki osztály közleményei, 10., 2. rész, pp. 444, Sopron, 1938.)
- Székány Béla*: A jégkorszak. (A jégkorszakról általában, különös tekintettel Magyarország területén kimutatott jégkorszaki jelenségekre.) (Budapest, pp. 32, 1908.)
- Taeger Henrik*: A Vérteshegység földtani viszonyai. (Földtani Int. Évkönyve, 17., pp. 256, 1909.)
- Tollner H.*: Eine merkwürdige Form des Strukturbodens auf Jan. Mayen. (Mitteil. d. Geogr. Ges. in Wien, 80., p. 169—173, 1937.)
- Treitz Péter*: A negyedkori klimaváltozások agrogeológiai bizonyítékai. (In: Magyarország negyedkori klimaváltozásairól, Földt. Int. népsz. kiadv., 2., 3. füz., p. 57—60, 1910.)

- Vendl A., Takács Tibor és Földvári Aladár:* A budapestkörnyéki löszről. (Matematikai és Termud. Értesítő. 52., p. 715—787, 1954.)
- Vendl Aladár:* A Börzsönyi-hegység néhány löszéről. (Matematikai és Termud. Értesítő. 53., p. 181—202, 1955.)
- Vendl A., Takács T. és Földvári A.:* Újabb adatok a Börzsönyi-hegység löszének ismeretéhez. (Matematikai és Termud. Értesítő. 54., p. 177—206, 1956.)
- Wilschell Leo:* Die Bedeutung äolischer Böden in Nordafrika, nebst einigen Bemerkungen zum Lössproblem. (Peterm. Geogr. Mitt., 74., p. 344—347, 1928.)
- Wittmann, Otto:* Diluvialprofile mit periglazialen Erscheinungen aus der nächsten Umgebung von Dillingen an der Donau. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. V., 29, p. 56—78, 1940.)
- Woldstedt Paul:* Das Eiszeitalter. (Stuttgart, 1929.)
- Zeuner F. E.:* Diluviale Frostspalten in Schlesien. (Jahresberichte d. Geol. Ver. f. Oberschlesien, p. 97—105, 1935.)
- Schwankungen der Sonnenstrahlung und des Klimas in Mittelmeergebiet während des Quartärs. (Geologische Rundschau, 50., p. 650—658, 1959.)
- Zólyomi Bálint:* Tízezer év története virágporszemekben. (Termud. Közlöny, 68., 504—516, 1956.)
-

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Einleitung — — — — —	3 (379)
Der Klima-Charakter, die Verwitterungsfaktoren und die Transportvorgänge des periglazialen Klimas — — — — —	4 (380)
Unsere periglazialen Bildungen:	
1. Die Blockmeere — — — — —	11 (387)
2. Schutthänge — — — — —	15 (391)
3. Die Tundraerscheinungen der Abhänge — — — — —	18 (394)
4. Aufschotterung durch Flusswässer — — — — —	22 (398)
5. Die Erscheinungen der periglazialen Deflation — — — — —	26 (402)
6. Höhlensedimente — — — — —	36 (412)
7. Die Tundrenformationen des Flachlandes — — — — —	42 (418)
Literaturverzeichnis — — — — —	51 (427)

