

FÖLDTANI KÖZLÖNY

Band LXVII. kötet.

1937. okt.—dec.

Heft 10—12. füzet.

A SÁGHEGY BAZALTJA.

Irta: *Mauritz B. és H. F. Harwood.*

DAS BASALTISCHE GESTEIN DES SÁGBERGES (SÁGHEGY) BEI CELLDÖMÖLK IN UNGARN.

Von *B. Mauritz* (Budapest) und *H. F. Harwood* (London).

Mit dem geologischen Aufbau und dem Gestein des Ságberges beschäftigte sich bisjetzt besonders *S. Vitális* und *L. Jngovics*. Die Verfasser dieser Abhandlung haben in erster Linie die petrographischen und chemischen Verhältnisse dieses Basaltgesteines neuerlich eingehend untersucht.

Die grossen und stätig betriebenen Steinbrüche lieferten hinsichtlich des geologischen Aufbanes des Berges keine besonderen neuen Resultate. Bei den heutigen Aufschlüssen sieht man deutlich, dass sich auf den pontischen Sandstein zuerst der Basalttuff auflagerte, der dann von der Basaltlava bedeckt wurde. Der Basalt ist allgemein von sehr dichtem Gefüge, mit freiem Auge kann man hauptsächlich den Olivin erkennen; nur stellenweise ist auch ein Augitkörnchen oder eine Feldspat tafel erkennbar; die beiden letzteren Gemengteile sind gewöhnlich nur von mikroskopischer Grösse. In den höheren Niveaus erscheinen die Gesteinpartien, welche grobkörnig und voll von Hohlräumen sind; diese Gesteine werden weiter unten behandelt.

Unter dem Mikroskop kann man folgendes beobachten. Die Olivinkörner erreichen die Grösse von 2 mm; sie bilden hauptsächlich Einsprenglinge, nur selten findet man sie in der Grundmasse. Im allgemeinen sind sie sehr frisch; die Serpentinisierung zeigt sich höchstens in Form von feinen Adern. Meist bildeten sie sich automorph aus; die für die Einsprenglinge der basaltischen Gesteine charakteristischen Kombinationen sind gewöhnlich, deswegen sieht man besonders reichlich die sechseitigen Durchschnitte. Die xenomorphe, abgerundete Form der kleineren Körner beweist, dass die Olivinkörner bei der Krystallisation des Magmas Resorption erlitten. Stellenweise ist der Saum der grösseren Olivineinsprenglinge infolge eines Anröstprocesses rostfarbig. Stellenweise kann man auch die Iddingsitbildung beobachten. Vollkommen frisch sind diejenigen Olivineinsprenglinge, die unmittelbar über dem Tuff in dem unteren Niveau des Steinbruches im feinkörnigen Gestein zu sehen sind. Als Einschlüsse enthält der Olivin kleine Magnetisen- und Picotitoktaeder von 8—12 μ Durchmesser.

die gewöhnlich sehr scharf sind. In einem Falle konnte man im Olivin als Einschluss einen feinen Feldspatleisten beobachten.

Das Gestein enthält reichlich Feldspäte, die immer vom tafelförmigen Habitus sind; die Länge derselben beträgt rund 200–300 μ , die Breite 25–30 μ , aber es gibt auch viel kleinere Leisten.

Die Lichtbrechung der Plagioklase ist bedeutend höher als diejenige des Balsam; die Leisten zeigen feine Zwillingsstreifung; ausser den Albitzwillingen sind auch die karlsbader, manebacher und Periklin-Zwillinge sehr verbreitet; man findet auch Komplexzwillinge. Mit dem Universaltische konnte man bezüglich der chemischen Zusammensetzung der Plagioklase folgende Bestimmungen durchführen:

	α	β	γ	2V	An %
Krystall I. Albitzwillig; 1. Individ.	+83°	+67°	-23°	+84°	45
2. "	+83	-68	-23	+74?	45
(001) Spaltfläche	+75	+35	+60		
Krystall II. Spaltfläche (001)	70	+38	+59	+80	48
Krystall III. " (010)	+79	+66	-26	74	50
Krystall IV. " (001)	74	+36	+59		46
Krystall V. " (001)	+75	+34	+60	+80	45
Krystall VI. Albitzw. 1. Individuum	+86	+67	-23	+80	42
2. "	+87	+69	-22		40
Periklinzwillig	+78	+33	+60		
Krystall VII. Albit-Ala-Komplex. 1. Individ.	86	+69	-22		40
2. "	-87	+68	-23		41
Krystall VIII. Spaltfläche (01	+65	+42	+58	+76	40
(Manebach-Ala-Aklin Komplex) 2. "	+68	+40	+59	+84	50

Die grösseren Plagioklaskrystalle löschen ein wenig unzulässig aus; der Kern der Krystalle ist basischer, der Saum saurer. Diese Feldspäte von grösserer Dimension können von parkettartiger Struktur sein. Obige Daten zeigen, dass die Zusammensetzung der Plagioklase zwischen den Grenzen $Ab_{60}An_{40}$ — $Ab_{47}An_{53}$ schwankt; die mittlere Zusammensetzung ist $Ab_{55}An_{45}$.

Äusserst charakteristisch ist die Tatsache, dass die Plagioklastafeln mit einer Sanidinülle umgeben sind. (Fig. 1). Diese Sanidinülle ist sehr dünn, höchstens 20 μ ; sie wird am besten sichtbar, falls der Schnitt auf (010) senkrecht steht. Den Sanidin erkennt man schon an der Lichtbrechung, da dieselbe gegenüber dem Balsam nur wenig schwächer, dem Plagioklas gegenüber aber bedeutend niedriger ist. Mit Rücksicht auf die Tatsache, dass man für den optischen Axenwinkel der Feldspatülle mit dem Universaltische manchmal Werte auch von 36–60° erhielt, in anderen Fällen aber sich die Sanidinülle optisch fast einaxig zeigte, ist es ganz sicher, dass die schwächer brechende Feldspatülle nur teilweise aus Sa-

nidin, teilweise aber aus Anorthoklas besteht; übrigens zeigt auf Anorthoklas auch noch die Tatsache, dass diese schwach lichtbrechende Feldspathülle stellenweise äusserst fein zwillingsgestreift wird oder sogar eine Gitterstruktur annimmt: Sandidin und Anorthoklas fliessen unmerklich ineinander über; der Feldspatdurchschnitt ist teilweise zwillingsgestreift, bzw. gegittert, teilweise erkennt man aber gar keine Zwillingsstreifung. (Fig. 2). Der Sandidin wird sicher Na-reich sein, da derselbe stärker lichtbrechend ist, als der gewöhnliche Sandidin; die mittlere Lichtbrechung wurde mittels der Einbettungsmethode mit 1.528 bestimmt und die Auslöschungsschiefe beträgt auf (010) rund 10° ; dieser Wert ist ebenfalls etwas grösser als bei dem gewöhnlichen Sandidin. Es scheint, dass die Grundmasse des Gesteins reichlich kleine Sandidinleisten enthält, die schwächer lichtbrechend sind, als der Balsam; diese Leisten lösen gerade aus (die Plagioklase zeigen eine sehr schiefe Auslöschung) und man kann oft beobachten dass diese Leisten optisch negativ und fast einaxig sind oder sehr kleinen

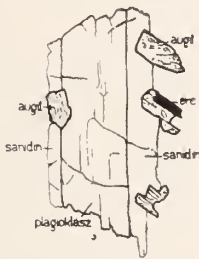


Fig. 1. Plagioklas mit Sandidinülle. Fig. 2. Plagioklas, Sandidin und Anorthoklas.

Axenwinkel haben. Gegenüber den Plagioklasen wird bei den Sandidinleisten besonders die schwächere Lichtbrechung und die Abwesenheit der Zwillingslamellen auffallend.

In den Feldspaten und besonders im Plagioklas findet man stellenweise sehr kleine und sehr schwach lichtbrechende, isotrope, farblose Einschlüsse, deren Natur aber näher nicht bestimmbar war. Ziemlich oft werden die Feldspatleisten teilweise von Erzen eingeschlossen, so dass diese Erzkörner gegenüber den Feldspaten jüngere Bildungen sind; die Feldspate selbst pflegen keine Einschlüsse zu enthalten.

Neben den Feldspaten erscheint in der grössten Menge ein basaltischer Augit, welcher im Schlicke bräunlich durchsichtig wird. Pleochroismus ist nur schwer erkennbar, die optischen Konstanten weisen auf basaltischen Augit hin. Die gedrungeenen Prismen sind ziemlich automorph, die Grösse derselben erreicht höch-

stens 200 μ ; der Durchmesser schwankt gewöhnlich zwischen 50—100 μ ; die kleineren werden meistens mehr automorph. Die Angitprismen sind, ebenso wie die Feldspatleisten, oft in die Erzkörner halbwegs eingewachsen. Selten sieht man kreuzförmige Angitzwillinge.

Ein sehr charakteristischer Gemengteil des Basaltes vom Ságberg ist der Biotit. Derselbe bildet immer nur kleine, aber gut bestimmbare Schuppen. Die beobachtete grösste Schuppe erreichte den Durchmesser von 80 μ ; meist werden sie nur 40—50 μ gross; oft haften sie an Erzpartikel; die Farbe ist braun, der Pleochroismus kräftig. Sechsseitige automorphe Schuppen kommen nur sehr selten vor, meist werden sie mit unregelmässigen Konturlinien begrenzt; die Plättchen sind fetzenförmig und werden zwischen den gedruckenen Angitprismen eingeklemmt.

Die Magneteisenkörner zeigen in den verschiedenen Niveaus des Basaltberges verschiedene Ausbildungsformen. So findet man in den höheren Niveaus spärliche, aber grössere Körner, die einen Durchmesser von 300—400 μ haben und ziemlich automorph gestal-



Fig. 3. An Ilmenit haftende Biotitschuppen.

tet sind; das Oktaeder ist immer gut erkennbar; in den tieferen Niveaus sieht man dicht verstreute, aber nur 20—25 μ grosse Magneteisenkörner. Die grösseren Körner schliessen oft Feldspatleisten und Angitkörner in sich ein. In den grösseren Olivinindividuen findet man ziemlich oft als Einschlüsse 10—12 μ grosse Magneteisenoktaeder.

Das Titaneisen bildet wenig automorphe Täfelchen, deren Konturlinien bogenrönd oder zipfelförmig sind; die Täfelchen können zerhackt sein; der Durchmesser erreicht oft mehr als 800 μ , wobei sie höchstens 30—40 μ dick sind; am meisten verbreitet sind 200—300 μ breite und 15—20 μ dicke Täfelchen. Das Titaneisen kann ebenfalls den Feldspat und den Angit halbwegs in sich einschliessen. Das Mengenverhältnis zwischen Magneteisen und Titaneisen ist im Gestein ziemlich wechselnd.

Neben dem schwarzen undurchsichtigen Titaneisen erscheint in kleinen Mengen auch das krappbraun durchscheinende Titaneisen, welches stellenweise auch hexagonal-automorphe Schuppen bildet, grösstenteils aber weniger automorph, sondern mehr gezackt ist. Die Schuppen werden 40—120 μ gross bei einer Dicke von 1—3 μ . Im obersten Niveau des Basaltberges Sághegy finden wir

sehr kleine sechseckige Schuppen, die vom Titaneisen sich nur insoweit unterscheiden, dass sie nicht krappbraun, sondern rötlich durchscheinend sind; diese Schuppen bilden sicher einen Übergang zwischen Titaneisen und Eisenglanz.

Der Apatit ist ein weitverbreiteter Gemengteil, die Länge der hexagonalen Prismen erreicht 400 μ ; in demselben Gestein finden wir neben Stäbchen von der Dimension 200 \times 28 μ reichlich kleinere Nadelchen von der Dimension 120 \times 4—80 \times 2 μ . Kalkspat findet sich im Gestein sämtlicher Horizonte, aber nur in spärlicher Menge. Es ist überraschend, dass dieses Mineral auch in solchen Basaltstücken vorhanden ist, deren Olivinindividuen keine Spuren der Serpentinisierung zeigen. Im Dünnschliff dieser Gesteine nimmt der Kalkspat kleine Flächen ein und spielt die Rolle einer Grundmasse, in welcher die frischen Feldspatleisten frei schwimmen; das mikroskopische Bild macht den Eindruck, als ob der Kalkit primär gebildeter Gesteinsgemengteil wäre.

Gegenüber den übrigen basaltischen Gesteinen des Plattenseegebietes (z. B. die Taticagruppe) ist es besonders charakteristisch, dass im Basalte des Sägberges bisjetzt Zeolithe nicht gefunden worden.

In der Grundmasse des Gesteins des Sägberges fehlt die Gesteinsschlacke und die Glasbasis; die mineralischen Gemengteile füllen sich dicht aneinander; es gibt keine Lücken, der Raum wird vollständig durch die kleineren Feldspatleisten und Augitkörner ausgefüllt.

Ungefähr von der Mitte des oberen Niveau des Steinbruches fand sich ein äusserst interessantes Gesteinsexemplar. Dieses Gestein enthält ausser den üblichen Gemengteilen auch Rutil (Taf. XII, Fig. 1.) Die Gemengteile des Gesteins sind: 1 mm grosse Olivinkörner, die automorph gebildet und etwas geröstet sind, oft werden sie von einem Magnetitkranz umgeben; rund 200 \times 25 μ grosse Plagioklastäfelchen mit Sanidinhülle; wenig Anorthoklas mit feiner Zwillingslamellierung; Augitkörner, welche mitunter 400—120 μ grosse automorphe gedrungene Prismen, meist aber nur 60 \times 25 μ grosse automorphe Körner sind; spärliche 300—400 μ grosse Magnetisektaeder; spärliche, stark pleochroitische Biotit-schuppen von rund 45 μ Durchmesser; sehr spärliche, krappbraun durchscheinende 18—20 μ grosse Titaneisenglimmer; verschwindend wenig Kalkspat und ziemlich reichlich Rutil. Letzterer Gemengteil kann sofort erkannt werden durch die kräftige Lichtbrechung; das Mineral ist selten xenomorph, sondern bildet gewöhnlich kleine scharf begrenzte Prismen, an denen man auch die terminale Flächen gut erkennen kann. Die Rutilprismen haben eine Länge von 20—60 μ und eine Breite von 3—25 μ ; die grösseren werden dunkelbraun, die dünneren aber gelblichbraun durchscheinend; der Pleochroismus ist schwach, aber erkennbar; in der Längsrichtung der Prismen bräunlicher, in der Querrihtung gelblicher, bzw.

beller; die prismatische Spaltbarkeit ist gut erkennbar. Rutil, als Gemengteil basaltischer Gesteine ist schon bekannt, gehört aber zu den grössten Seltenheiten.

In den höheren Niveaus des Basaltes vom Sägberg finden wir miarolitische Hohlräume, in welchen die Gemengteile des Basaltes in aufgewachsenen Krystallen erscheinen. In der Umgebung der Hohlräume wird der Basalt gewöhnlich sehr grobkörnig, bzw. doleritisch; die Gemengteile können mehrere mm Durchmesser erreichen. In diesem doleritischen Gestein, welches die Wände der Hohlräume bildet, zeigen die Gemengteile gewisse charakteristische Kennzeichen. Die 1—2 mm grosse Plagioklastafeln sind vollkommen frisch, mit ausgezeichneter Zwillingstreifung; neben den Albitzwillingen kommen reichlich auch Karlsbader und Periklinzwillinge vor; man findet sogar auch spärliche Manebacher Zwillinge und die Komplex-Zwillinge gehören ebenfalls nicht zu den Seltenheiten. Neben dem Plagioklas erscheint auch der Sanidin und der Anorthoklas in grösseren Krystallen. Der Sanidin bildet einerseits selbständige, 1—1.5 mm grosse Individuen, meist aber umhüllt er den Plagioklas; bzw. die grossen Feldspatkrystalle bestehen teilweise aus Plagioklas, teilweise aus Sanidin; letzterer pflegt kaum automorph zu sein. Der Sanidin ist optisch negativ, mit kleinem Axenwinkel, bzw. er wird optisch fast einaxig; Mittelwert der Brechungsexponenten 1.530, somit muss der Sanidin in Na reich sein. In der Gesellschaft des Sanidins erscheint auch Anorthoklas, welcher nur sehr selten selbständige, 1 mm grosse Krystalle bildet; eher umhüllt er den Plagioklas, bzw. Sanidin und Anorthoklas bilden ein einziges Individuum: der Sanidin geht unmerklich in feinslamellierten Anorthoklas über; die einzelnen Zwillinglamellen werden höchstens 2—3 μ breit; mikroklinartige gitterförmige Struktur ist sehr verbreitet. Die Auslöschung des Anorthoklases ist auf der Fläche (001) fast gerade, der optische Axenwinkel beträgt 36—60°.

Mit dem Universaltische wurden folgende Resultate erhalten:

	α	β	γ	2V	An %
Krystall I. Karlsbader Zwillings: 1. Individ.	+76°	+66°	-28°		55
Periklinzw. in demselben	+65	+44	+57		
2. Individ.	+81	+66	-25	+72°	48

In den Anorthoklaslamellen beträgt der optische Axenwinkel 2V = -36°, bzw. -60°.

	α	β	γ	2V	An %
Krystall II. Karlsbader Zwillings: 1. Individ.	+77°	+66°	-27°	+76°	54
Periklin in demselben	+66	+42	+57		
2. Individ.	+78	+66	-27		53

In der Anorthoklaslamelle beträgt der optische Axenwinkel $2V = -60^\circ$.

	α	β	γ	2V	An %
Krystall III. Karlsbader Zwilling; 1. Indiv.	+76°	+66°	-28°	+78°	55
2. „	+81	+66	-25	+80	48

In der Anorthoklaslamelle beträgt der optische Axenwinkel $2V = -60^\circ$.

	α	β	γ	2V	An %
Krystall IV. Albit-Karlsbader Komplexzw. 1. Ind.	+81°	+66°	-25°	+76°	48
2. Ind.	+84	+67	-23		45

In der Sanidinhülle ist der optische Axenwinkel $2V = \text{fast } 0^\circ$

	α	β	γ	2V	An %
Krystall V. Karlsbader Zwilling; 1. Indiv.	+73°	+66°	-26°		56
Spaltfläche (001) in demselben	+60	+49	+58		
2. Indiv.	+77	+66	-27		53

Optischer Axenwinkel in der Anorthoklashülle $2V = -48^\circ$.

Krystall VI. Mehrfacher Zwilling; die Lamellen sind miteinander einerseits nach dem Karlsbader Gesetz, andererseits nach dem Albitgesetz verwachsen; die äussere Hülle besteht aus Anorthoklas:

	α	β	γ	2V	An %
1. Individuum	+82°	+67°	-23°		45
2. „	+82	+67	-23		45
3. „	+79	+65	-28		50

In der Anorthoklashülle beträgt der optische Axenwinkel $2V = -49^\circ$.

Im Sanidin, bzw. im Anorthoklas finden wir mitunter sehr schwach lichtbrechende, wasserhelle isotrope Einschlüsse von sehr kleinen Dimensionen. Diese Einschlüsse können auch automorph sein: 12–26 μ grosse rechtwinkelige Parallelogramme, 20 μ grosse Hexagone mit Spaltbarkeiten in drei Richtungen, die mit einander Winkel von 60° einschliessen. Wegen der Seltenheit und der kleinen Massstäbe dieser Einschlüsse konnte eine nähere chemische Untersuchung nicht durchgeführt werden, aber infolge der Analogie mit andern Basalten des Plattenseegebietes ist es sehr wahrscheinlich, dass diese Einschlüsse aus Analcim bestehen; doch kann man diese Behauptung vorläufig nur mit Vorbehalt mitteilen.

Neben den Feldspäten findet man in diesem doleritischen Basalt den üblichen Augit, welcher makroskopisch schwarz ist,

mikroskopisch aber violettbraun durchsichtig wird; selten ist er automorph, meist erkennt man nur 2—5 mm grosse xenomorphe Körner. Stellenweise geht die violettbraune Farbe der Augite in das grünliche über. Äusserst charakteristisch ist eine schriftgranitartige Verwachsung der Feldspat- und Augitindividuen (Fig. 5). In den grossen Feldspaten, die Plagioklas, Sanidin oder Anorthoklas sein können, sind zahlreiche kleine Augitkrystalle eingewachsen, die alle mit einander parallel orientiert sind, so dass sie gleichzeitig auslösen.

Biotit ist in dem doleritischen Basalt ebenfalls vorhanden; doch spielt dieser Gemengteil weder in Bezug auf Quantität, noch in Bezug auf Grösse eine leitende Rolle; die Schuppen scheinen an die Erze angehaftet zu sein; sie sind selten automorph, meist erscheinen sie nur in Form von 120—150 μ grossen xenomorphen Schuppen.

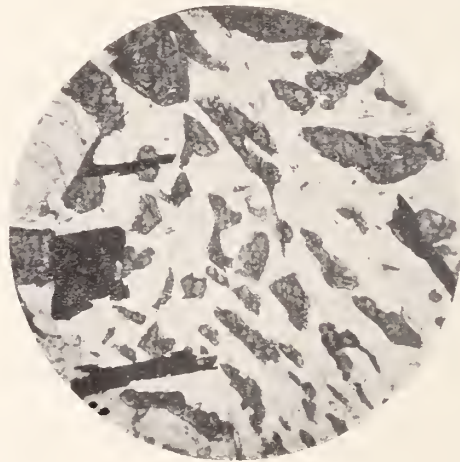


Fig. 5. Feldspat und Augit in schriftgranitartiger Verwachsung.

Stellenweise tritt Olivin reichlicher auf, doch bildet er keine grössere Krystalle; der Durchmesser derselben erreicht höchstens 200 μ . Dieses Mineral erscheint in äusserst charakteristischen und mannigfaltigen Gestaltungen und Skeletten (Taf. XII, Fig. 2); besonders auffallend sind gabelförmig sich teilende Individuen, die in allen drei Feldspatvarietäten als Einschlüsse erscheinen können. Olivin kann mit dem Feldspat ebenfalls schriftgranitartig zusammenwachsen; im Feldspat finden wir zahlreiche, mit einander parallel gelagerte und in die Länge gezogene Olivinprismen, die gleichzeitig auslösen. (Tafel XII, Fig. 3.)

Ilmenit bildet im doleritischen Basalt grössere automorphe Blättchen, die bei einer Dicke von nur 50 μ eine Breite von 3 mm

erreichen können. Verschiedene Wachstumsformen und zerhackte Gebilde sind sehr verbreitet. Titaneisenglimmer findet sich nirgendswo in den Plattenseebasalten so prunkvoll ausgebildet, wie in den doleritischen Gesteinen des Ságberges. Einerseits bildet er automorphe, 50–100 μ grosse, krappbraun durchscheinende, hexagonale Schüppchen, die im Falle einer Verdickung undurchsichtig werden, anderseits erscheint derselbe in Form von Haufen, bestehend aus zackigen Schuppen. Diese feinen Titaneisenglimmer-Lappen und Fetzen treten oft massenhaft auf und bilden hauptsächlich in den Feldspäten eingewachsen die mannigfaltigsten sternförmigen, strahligen, farnkrautartigen Gruppen (Taf. XII, Fig. 4-5).

Magneteisen ist gewöhnlich automorph; die oktaedrischen Krystalle haben einen Durchmesser von 200–300 μ , treten aber ziemlich spärlich auf.

Äusserst verbreitet ist der Apatit; stellenweise erscheint er massenhaft; die grösseren Stäbchen werden 200–300 μ lang und 8–16 μ breit; die feineren, 6–10 μ breiten Nadelchen kommen als Einschlüsse in den Feldspäten in grosser Menge vor.

Der Dolerit, ebenso wie der gewöhnliche Basalt vom Ságberg selbst, ist nicht schlackig ausgebildet und enthält kein Gesteinsglas. Aber mit dem doleritischen Basalt sind unmittelbar solche kleinere Basaltpartien verwachsen, die äusserst feinkörnig und stark schlackig ausgebildet sind (Taf. XII, Fig. 6). Im Vergleich mit dem doleritischen Basalt erscheinen diese feinkörnige Partien sehr trüb. In der schlackigen Masse erscheint am schärfsten begrenzt der Feldspat, dessen grössere Leisten Dimensionen von $400 \times 10 \mu$ erreichen. Diese schlanken Leisten sind Zwillinge, die aber nur aus zwei Zwillingindividuen bestehen und gerade oder fast gerade Auslöschung zeigen. Somit sind diese feinen Feldspatleisten sicher Sanidine; oft erscheinen sie ziemlich stark gekrümmt. Der spärliche Olivin zeigt schöne Wachstumsformen. Die Augitkörner erreichen in dieser feinkörnigen Partie nur ausnahmsweise grössere Dimensionen ($200 \times 60 \mu$); meist sind sie sehr klein (8–10 μ), vollkommen xenomorph, bzw. sie liefern rhombenförmige Durchschnitte; sie werden entweder graulich durchsichtig oder die Farbe geht mehr ins grünliche über. Der sehr spärliche Biotit bildet 20–40 μ grosse, kräftig pleochroitische Schuppen. Ilmenit findet sich nur in einzelnen grösseren Täfelchen (20–20 μ); das Titaneisenglimmer erscheint stellenweise reichlicher, die Schuppen werden höchstens 60 μ gross, meist sind sie sehr unregelmässig begrenzte Fetzen. Die reichlichen Magneteisenkörner bleiben kleingewachsen, aber mitunter findet man auch einzelne 400 μ grosse Oktaeder. Die Apatitnadelchen sind lang, sie erreichen die Grösse $400 \times 20 \mu$. Zwischen den Gemengteilen wurde reichlich schlackig-trübe Grundmasse eingeklemmt. In dieser feinkörnigen Basaltpartie sind nur die Feldspatleisten gut begrenzt; die übrigen Gemengteile und die

schlackige Grundmasse befinden sich dicht gedrängt zwischen den Feldspatleisten (Taf. XII. Fig. 6).

Selbst in den miarolitischen Hohlräumen konnten die Gemengteile des doleritischen Basaltes frei und automorph auskristallisieren. In der nächsten Nachbarschaft macht das Gestein den Eindruck, als ob es an der Oberfläche nachträglich geschmolzen wäre: die ganze Masse erhielt einen schwammig-löcherigen Habitus.

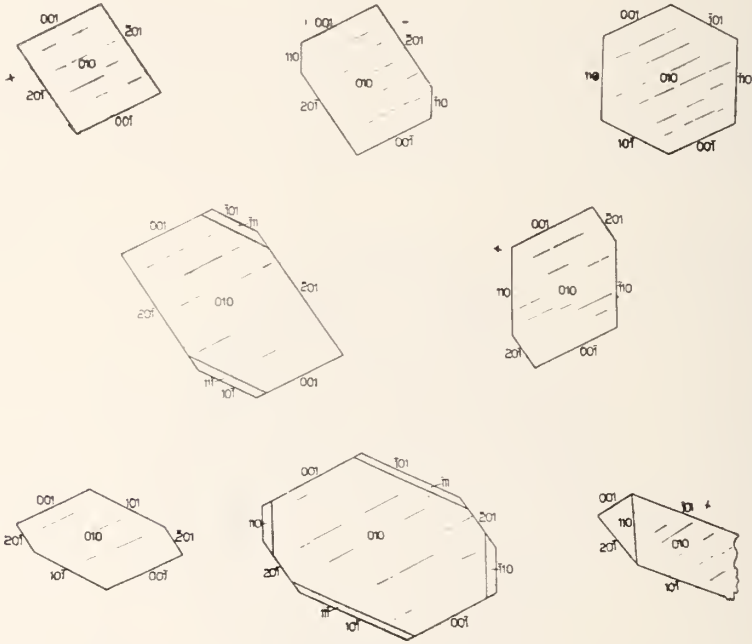


Fig. 11—18. Aufgewachsene Plagioklastäfelchen.

In den Hohlräumen finden wir aufgewachsene Plagioklas-, Augit-, Magnetit-, Ilmenit-, Biotit- und Apatitkrystalle. Die Plagioklasse bilden 2–5 mm grosse, aber sehr dünne Täfelchen, die deswegen schon beim Anrühren leicht zerbrechen. Für goniometrische Untersuchungen eignen sich sie nicht, aber unter dem Mikroskop lassen sich die Gestalten gut bestimmen. Herrschende Form ist immer die (010) ; dadurch besitzen die Krystalle immer tafelförmigen Habitus. Gut bestimmbar sind noch: (001) , $(20\bar{1})$ und $(10\bar{1})$; selten erkennt man (110) und $(1\bar{1}0)$; nur ganz selten findet man $(11\bar{1})$. (Fig. 11–18). Äusserst verbreitet sind Karlsbader Zwillinge: von der Seite gesehen, decken sich die beiden Individuen des Zwillinges vollständig einander; es kommen auch aus drei Individuen bestehende Karlsbader Drillinge vor (Fig. 19–25). Die

Plagioklastafeln sind oft nicht vollkommen homogen, sondern sie werden aus hypoparallelen Teilchen aufgebaut, die mosaikartig zusammengesetzt sind. Diese aufgewachsenen Plagioklastäfelchen enthalten häufig Einschlüsse, besonders von Ilmenit und Titanisenglimmer; letzterer zeigt die prachtvollsten zierlichen farnkrautartigen Wachstumsformen (Fig. 26—27 und Taf. XII, Fig. 4). Der

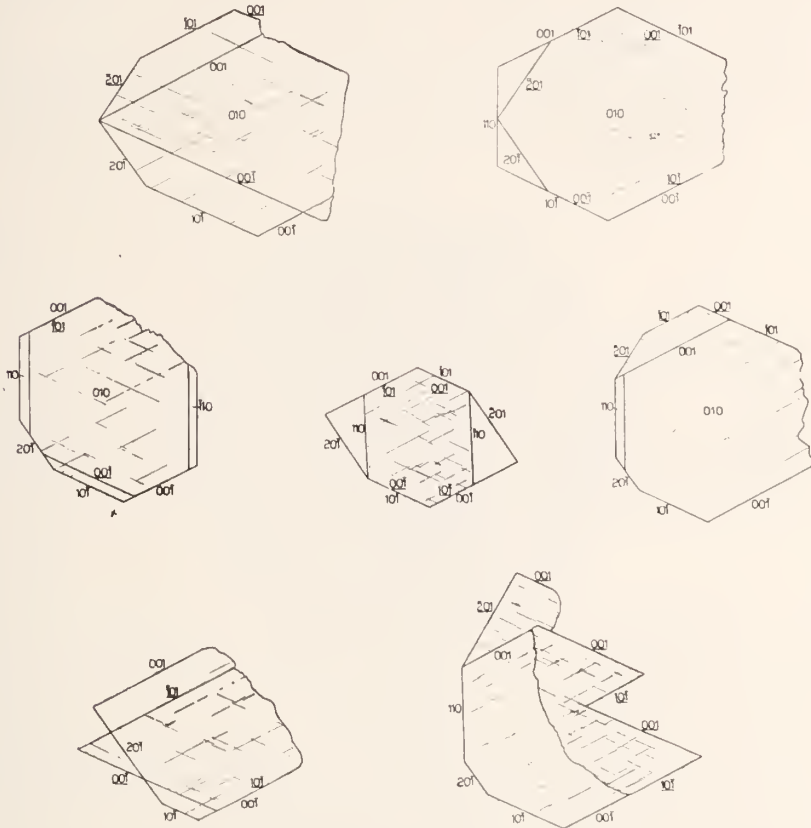


Fig. 19—25. Aufgewachsene Plagioklaskristalle, Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz.

Auslöschungswinkel der Plagioklase beträgt auf (010) zu der Spaltichtung nach (001) gemessen $\approx 12^\circ$ bis $\approx 16^\circ$; der Kern der Kristalle ist häufig ein wenig basischer als der Saum; auf Grund der Auslöschungswinkel besitzen die Plagioklase die Zusammensetzung der Andesinlabradorite $Ab_{55}An_{45} = Ab_{50}An_{50}$.

Die dunklen Kristalle des basaltischen Augites sind von verschiedenem Habitus. Es gibt 1 cm lange, 2 mm breite und 1 mm dicke vom prismatischen Habitus. In diesem Falle ist die herrschende Form das (100) ; parallel zu dieser Fläche sind die Kristal-

le ein wenig tafelig geformt; die übrigen anwesenden Formen, nämlich (010), (110) und (11 $\bar{1}$) werden nur durch schmale Flächen vertreten; der Krystall zeigt einen verlängerten achtseitigen Horizontaldurchschnitt. Neben diesen grossen Augitkrystallen gibt es dünne, fast nadelförmige, die ebenfalls 1 cm lang, aber nur 20—25 μ dick sein können; diese dünnen Krystalle werden im Schlitze schon ganz hellfarbig; sie können in den Hohlräumen reichlich erscheinen.

Grosse Individuen bildet der Ilmenit; die Tafeln haben 1 cm Durchmesser, sind aber sehr dünn; im allgemeinen bilden sie gut entwickelte Hexagone, bzw. die Tafeln bestehen aus der parallelen Wiederholung mehrerer hexagonaler Plättchen.



Fig. 26. Aufgewachsener Plagioklaskrystall mit Einschlüssen von Ilmenit.

Magneteisen pflegt selten über 1 mm grosse, gut entwickelte Oktaeder zu bilden; am meisten sieht man nur bis 0.5 mm grosse Individuen, die ebenfalls nicht reichlich sind.

Die äusserst dünnen Plättchen des Biotites findet man nur sehr spärlich; mit freiem Auge beobachtet erscheinen sie gelblich; die Schuppen werden höchstens 1 mm gross, sind aber scharf automorph ausgebildet.

Die Apatitnädlehen sind äusserst fein, kaum 1—2 mm lang, aber nur 20—60 μ breit; oft erscheinen sie massenhaft und bilden spinnengewebeartige Flechten.

Bezüglich der Bildungsreihe dieser makroskopischen Krystalle kann man keine sichere Gesetzmässigkeit aufstellen, doch scheint es, dass der Biotit zu den letzten Bildungen gehört, da seine feinen, gelblichen, fetzenförmigen Teilchen oft die Feldspat-, Augit- und Ilmenittafeln krustenförmig bedecken. Ebenfalls als eine Kruste, aber in Form einer dickeren Hülle, erscheint eine granlich-

gelbe, amorph-gelartige Masse, die stellenweise ziemlich reichlich die Wände der Hohlräume inkrustiert und auch die darin aufgewachsenen Mineralien überhüllt. Infolge des Eintrocknens bildeten sich in dieser Masse zahllose unregelmässige Risse.

In manchen Hohlräumen erscheint als letzte krystallisierte Bildung der Kalkspat, der sich auf den Augit, Feldspat und Ilmenit ansiedelte. Im allgemeinen findet man keine gut ausgebildete Kalkspatkrystalle, meist erscheint das Mineral in Form kleiner, 1–3 mm grosser Kugelehen, an denen man fazettenartige Flächen erkennen kann. Diese Kugelehen sidelten sich ziemlich häufig auf haarfeie Angitnädlelehen an, wodurch kantenförmige Bildungen zustande kamen.

Es gibt aber auch Hohlräume, in denen man ausschliesslich nur Kalkspat findet; hier bildet das Mineral eine wahrhaftige Kruste, die ziemlich automorphen Krystalle werden 1–2 mm gross. Als herrschende Form gut erkennbar ist das Rhomboeder $-\frac{1}{2}R(01\bar{1}2)$, das durch eine feine Streifung in das Rhomboeder $-R(01\bar{1}1)$ übergehen scheint; die Flächen der letzteren Form sind aber so eng horizontal gestreift, dass sie zu goniometrischen Messungen ungeeignet sind. Nebenbei kann man kleine Magnetitoktaeder finden. Es gibt kleinere Hohlräume, die vollständig mit Kalkspat erfüllt sind. Aragonit tritt ebenfalls in einigen Blasenräumen auf; die feinen, sich zuspitzenden Nädlelehen bilden radial-faserige Massen, welche die Blasenräume fast vollständig füllen können.

Quarzeinschlüsse kommen im Basalt des Ságberges oft vor; sie sind eingeschmolzene Stücke des pontischen Sandsteins. Besonders interessant war ein 2×5 cm grosser Quarzeinschluss; in der Umgebung dieses Einschlusses und auch im Einschluss selbst findet sich eine bröckelige Masse, in welcher folgende Gemengteile erkennbar waren: prachtvoll grüingefärbte, freigebildete, automorphe Angitkrystalle von der durchschnittlichen Grösse $500 \times 30 \mu$; 200–300 μ grosse Magnetitoktaeder; ausgezeichnet automorphe Olivinkrystalle vom Durchmesser 50–500 μ ; in der dichteren Kontaktzone findet man Plagioklasindividuen, die mit einer Sandinhülle umgeben sind.

Von dem Basalte des Ságberges analysierte H. F. Harwood drei Stücke von verschiedenen Niveaus des Berges; eine ältere Analyse stammt von B. Horváth. Die Gesteinsanalysen und die aus ihnen berechneten Osannschen und Nigglichschen Werte, gleichwie die amerikanischen Normen werden weiter unten angegeben.

Die von H. F. Harwood analysierten Gesteine stammen von den folgenden näher bestimmten Fundorten:

1. Der oberste Teil des Ságberges, dicht unter dem Gipfel; 2. oberes Niveau im östlichen Teil des Steinbruches; 3. unteres Niveau im nordöstlichen Teil des Steinbruches, unmittelbar über dem Basaltuff.

Chemische Zusammensetzung der basaltischen Gesteine des Ságberges.

Fundort	Analytiker			
	H. F. Harwood			B. Horváth
	Gipfel des Ságberges	Ságberg, östlicher Steinbruch	Ságberg, unteres Niveau	Ságberg
SiO ₂	48.69 %	48.79 %	49.09 %	47.34 %
Al ₂ O ₃	14.08	14.35	14.29	15.07
Fe ₂ O ₃	3.24	3.60	2.53	3.74
FeO	6.32	6.12	7.08	6.57
MgO	9.07	8.58	9.28	8.83
CaO	9.33	9.04	9.04	10.03
Na ₂ O	3.40	3.36	3.39	3.30
K ₂ O	1.86	1.86	1.83	2.22
H ₂ O—	0.59	0.67	0.44	0.64
H ₂ O—	0.38	0.59	0.22	0.15
CO ₂	0.28	0.21	0.06	—
TiO ₂	2.03	2.04	1.99	2.39
P ₂ O ₅	0.61	0.50	0.51	0.18
Cl	0.01	0.06	0.06	—
F	0.02	0.01	0.01	—
S	Sp	Sp.	Sp.	—
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.03	—
V ₂ O ₃	0.04	0.04	0.04	—
NiO	0.03	0.02	0.02	—
MnO	0.15	0.16	0.15	0.12
SrO	0.06	0.08	0.08	—
BaO	0.08	0.06	0.07	—
Li ₂ O	Sp.	Sp.	Sp.	—
Ab für O	103.29 % 0.01	100.16 % 0.01	100.21 % 0.01	109.58 %
20° 4° D	100.28 % 2.946	100.15 % 2.954	100.20 % 2.935	2.916

Niggliche Werte:

	si	al	fm	e	alk	ti	p	k	mg	qz	cf
Ságberg, oberes Niveau	110	19	48	23	10	3.4	0.6	0.27	0.63	—30	0.47
„ östlich. Steinbruch	112	19	48	23	10	3.5	0.6	0.27	0.62	—28	0.46
„ unteres Niveau	110	19	49	22	10	3.3	0.5	0.26	0.63	—30	0.44
„ (Analyse v. Horváth)	103	19	47	24	10	3.9	0.2	0.30	0.61	—37	0.49
Typ. Therallitgabbroid	90	20	46	23	10			0.25	0.50		
„ Essexitgabbroid	105	23	43	24	10			0.25	0.50		

Wie aus dieser Tabelle erkennbar ist, gehört das basaltische Gestein des Sägberges auf Grund der Nigglichschen Werte zum the-ralitgabbroiden, bzw. essexitgabbroiden Magmatypus. Den Alkali-, bzw. Natroncharakter kann man schon sicher erkennen.

Osann'sche Gesteinsparameter:

	s	A	C	F	a	e	f	n
Sägberg, oberes Niveau	53.15	4.74	4.03	29.31	3.7	3.2	23.1	7.3
„ östlich. Steinbruch	53.65	4.73	4.28	28.33	3.8	3.5	22.7	7.3
„ unteres Niveau	53.21	4.68	4.16	29.11	3.7	3.3	23.0	7.3
„ (Analyse v. Horváth)	51.73	4.85	4.48	29.61	3.7	3.5	22.8	6.9
Typus Londorf	52.73	4.50	4.80	28.45	3.5	4.0	22.5	7.5

Im Osann'schen System befinden sich diese Gesteine gerade an der Grenze der Alkali- und Kalkalkaligesteine; doch ist die Verwandtschaft mit den Alkaligesteinen mehr charakteristisch.

Die Normen im System C. I. P. W. sind die folgenden:

	Sägberg Gipfel	Sägberg östlich. Steinbruch	Sägberg unt. Niveau	Sägberg Horváth
Orthoklas	11.12 %	11.12 %	11.12 %	13.34 %
Albit	25.15	27.25	24.10	14.17
Anorthit	17.51	18.62	18.07	19.74
Nephelin	1.99	0.57	2.56	7.38
Diopsid	CaO.SiO ₂	9.98	9.74	12.18
	MgO.SiO ₂	7.10	6.70	8.90
	FeO.SiO ₂	1.98	1.59	2.11
Olivin	2MgO.SiO ₂	10.92	11.62	9.24
	2FeO.SiO ₂	3.06	4.28	2.45
Magnetit	4.64	5.34	3.71	5.34
Ilmenit	3.80	3.95	3.80	4.56
Äpatit	1.34	1.34	1.34	0.34
Kalkspat	0.60	0.50	0.10	—
	99.19 %	99.08 %	99.38 %	99.75 %
Wasser	0.97	1.26	0.66	0.79
Sa	100.16 %	100.34 %	100.04 %	100.54

Unter den Normen ist der Nephelin immer anwesend; das Gestein ist somit mit Kieselsäure nicht gesättigt; der Basalt vom Sägberg ist, wie die übrigen Basalte des Plattenseegebietes, schon zu den Natrongesteinen zu rechnen. Dafür spricht noch die Anwesenheit des Anorthoklases unter den Gesteinsgemengteilen.

Der Kieselsäuregehalt ist etwas grösser, als in den Gesteinen der Taticagruppe; diese Tatsache erklärt sich aber grösstenteils dadurch, dass in den Gesteinen des Sägberges die Zeolithminerale

fehlen, wodurch der Wassergehalt der Gesteine bedeutend niedriger wird.

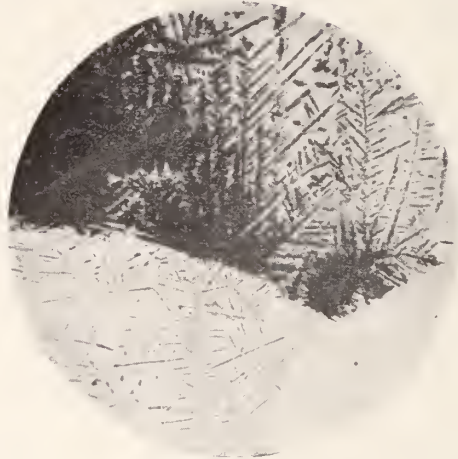


Fig. 27. Titaneisenglimmer-Einschlüsse im aufgewachsenen Plagioklas.

Die in der Abhandlung mitgeteilten Figuren und Photographien wurden durch Herrn Assistent K. Sztróka y angefertigt. Die Direktion des Steinbruches vom Ságberg war mir behelflich beim Einsammeln der Gesteine. Beiden bin ich zum Danke verpflichtet.

IRODALOM. — SCHRIFFTUM.

St. Vitális: Die Basalte der Balatongegend. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd. 1. Teil. Geol. petr. min. und mineralchemischer Anhang. 1911.

L. Jugovics: Zwei Aufnahmeberichte in den Jahresberichten der königl. Ungarischen Geologischen Landesanstalt, 1915, 51–79; 1916, 69–108.

L. Jugovics: Einschlüsse von Basaltjaspis in dem Basalte des Ságberges (Ungarn). Mineralog. petrogr. Mitt. 11. 68. (1933).

B. Mauritz und H. F. Harwood: Die basaltischen Gesteine der Tátikagruppe im Plattenseegebiet. Mineralog. petrograph. Mitt. 18. 573. (1936).

B. Mauritz und H. F. Harwood: Der Basalt des Szentgyörgy-Berges in der Balatongegend. Math. und Naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn. 37. 1. (1930. Budapest.)

KÜLÖNBÖZŐ FAJSÚLYÚ ÁSVÁNYOKBÓL ALLÓ KÖZETEK ISZAPOLÁSÁRÓL.

Irta: Miháltz István dr.

DIE SCHLÄMMANALYSE VON AUS VERSCHIEDEN- SCHWEREN MINERALIEN BESTEHENDEN SEDIMENTEN.

Von Dr. *Stefan Miháltz* (Szeged, Ungarn).

A leírt vizsgálatok eredményeit röviden a következőkben foglalhatjuk össze:

1. A törmelékes származású üledékek legkisebb szemmagyságú frakciói mindig a legnagyobb fajsúlyúak, a nagyobb szemmagyságok felé a fajsúly fokozatosan esőkken.

2. A Fe, Ca, Mg és CO₂ tartalom ugyanígy a kis frakcióiktól a legnagyobbig esőkken, a fajsúlykülönbségeket ezeket tartalmazó ásványok okozzák.

3. Iszapolásnál a szokásos 2,70-es átlagfajsúly, vagy az egész anyag keverékfajsúlya alapján számított esési idők helyett a ki nem lúzott törmelékes üledékek legkisebb frakcióinál 2,80, a közepeseknél 2,75, a legnagyobbaknál 2,70 fajsúlyt véve tekintetbe, sokkal jobban megközelítjük a helyes esési időket.

* * *

Bei der Schlämmanalyse ist die Sedimentationszeit gleich-grosser, aber verschiedenschwerer Körner selbstverständlich verschieden. Die Fallzeit aber, welche auf Grund des spez. Gewichtes des Gesamtgesteins berechnet werden, decken sich jedoch genau genommen nur mit den Fallzeiten jener Minerale, deren spezifisches Gewicht jenem des Gesamtgesteins entspricht, oder doch wenigstens nahekommt. Da nun aber die Trümmergesteine vorwiegend aus Mineralen mit geringem spez. Gewicht bestehen, (Quarz, Feldspat, Glimmer) und bloss eine kleine Menge von schweren femischen Mineralen enthalten, so wird sich das spez. Gewicht der Gesteine dem der leichten Minerale nähern. Hieraus folgt aber weiter, dass die unter Zugrundelegung des spez. Gewichtes der Bodenprobe berechneten Sedimentationszeiten für einen nur kleinem Teil der Mineralkörner unzutreffend sein werden.

Es war bisher nicht bekannt, ob die zwar in geringer Anzahl vorhandenen, schweren Mineralkörner in der einen, oder anderen Teilchenfraktion nicht doch eine so grosse Rolle spielen, dass sie das spezifische Gewicht der ganzen Fraktion bedeutend beeinflussen können. In einiger Beziehung zu meinen Untersuchungen ste-

hen die Arbeiten von Mackie¹, Thiel², Pettijohn und Ridge³, welche in den feineren Fraktionen von verschiedenen Trümmergesteinen eine grössere Menge schwerer Minerale gefunden haben, als in den gröberen Teilen der ersteren. Rubey⁴ hat die Ursachen dieser Erscheinung auf theoretischem Wege festzustellen versucht. Alle diese Autoren haben sich nur mit der Verteilung der schweren Minerale beschäftigt, das spezifische Gewicht der einzelnen Kornfraktionen aber wurde bisher noch nicht untersucht.

Bei der Ausführung von Schlämmanalysen, welche die tatsächliche Trennung der einzelnen Kornfraktionen zum Zwecke hatten, (Atterberg, Schöne-Krauss) nahm ich wahr, dass zwischen der mineralischen Zusammensetzung der einzelnen Fraktionen Unterschiede bestehen. Von dieser Beobachtung ausgehend trennte ich nach ihrer Korngrösse einige unserer häufigsten Sedimente auf Grund der Fallzeiten, die unter Zugrundelegung der spezifischen Gewichte der Gesamtgesteine berechnet wurden, und bestimmte hierauf die spez. Gewichte der einzelnen Kornfraktionen. Hierbei konnte ich in jedem einzelnen Fall feststellen, dass das spezifische Gewicht der feinsten Kornfraktion am grössten war und dass dieses mit zunehmendem Teilchendurchmesser sank. Die chemische Untersuchung des Materials der einzelnen Fraktionen führte dann in der Folge zu einer Erklärung dieser Erscheinung.

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes.

Da die nachstehenden Untersuchungen bisher unbekanntes Zusammenhänge aufdecken, so muss ich an dieser Stelle einige Angaben bezüglich der angewandten Untersuchungsmethoden machen, um eine Nachprüfung meiner Versuchsergebnisse zu ermöglichen.

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes erfolgte unter Anwendung von destilliertem Wasser, da dieses für gewöhnlich

¹ Mackie, William: The principles that regulate the distribution of particles of heavy minerals in sedimentary rocks, as illustrated by the sandstones of the north-east of Scotland. (Trans. Edinburgh Geol. Soc., Vol. II, pp. 138—164), 1923.

2. Thiel, George A.: Glacio-lacustrine sediments reworked by running water (Journal of Sedimentary Petrology, Vol. II, No. 2, pp. 68—75.) Menasha, Wisconsin, 1932

3. Pettijohn, F. J. and Ridge J. D.: A textural variation series of beachsands from Cedar-Point, Ohio. (Journal of Sedimentary Petrology, Vol. II, No. 2, pp. 76—88.) 1932.

4. Rubey, William W.: The size-distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. (Journ. of Sedimentary Petrology, Vol. III, No. 1, pp. 3—29.) 1933.

auch bei der Schlämmanalyse als Schlämmlüssigkeit verwendet wird und die Bestimmung des spezifischen Gewichtes gerade zu Zwecken der Schlämmanalyse erfolgt. Es scheint nämlich von Wichtigkeit zu sein, dass die Mineralkörner in beiden Fällen den gleichen Verhältnissen unterliegen. Zu Vergleichszwecken wurde das spez. Gewicht für zwei Bodenproben unter Anwendung verschiedener Flüssigkeiten, und zwar von destilliertem Wasser und von Kohlentetrachlorid bestimmt, wobei sich in den Untersuchungsergebnissen gewisse Abweichungen zeigten, welche in der nachstehenden Tabelle wiedergegeben sind.

Teilchendurchmesser m m	Löss,	Szõreg	Kalkschlamm,	Szatymaz
	behandelt mit			
	H ₂ O	CCl ₄	H ₂ O	CCl ₄
	Spezifisches Gewicht			
< 0.002	2.792	2.742	{ 2.815	} 2.800
0.002—0.005	2.775	2.735	{	}
0.005—0.01	2.750	2.735	{ 2.752	} 2.740
0.01—0.02	2.730	2.725	{	}
0.02—0.05	2.730	2.715	2.742	2.739
0.05—0.1	2.710	2.700	2.704	2.702
0.1—0.2	2.680	2.680	2.670	2.670

Wie wir sehen, ergab sich bei beiden Materialproben das spez. Gewicht der feinsten Fraktion bei Verwendung von CCl₄ geringer, als bei der Benutzung von destilliertem Wasser. Diese Gewichts-differenz vermindert sich bei zunehmendem Teilchendurchmesser, um bei der grössten Fraktion gänzlich zu verschwinden.

Das Untersuchungsmaterial wurde im Trockenschrank bei 105° C durch 6 Stunden hindurch getrocknet und hierauf im Exsiccator gekühlt. Im Zusammenhang damit wurde auch untersucht, welche Unterschiede sich im spez. Gewicht ergeben würden bei der Untersuchung bloss luftgetrocknenen Materials. Die Ergebnisse der diesbezüglichen Versuche enthält die nachfolgende Tabelle.

Aus den vorstehenden Angaben ergibt sich, dass das „luft-trockene“ Material ein geringeres sp. Gewicht anweist, als das vollständig ausgetrocknete, was offenbar auf die Feuchtigkeitsaufnahme aus der Luft zurückzuführen ist. Der Feuchtigkeitsgehalt nimmt mit der Zeit zu, während das sp. Gewicht sinkt, sodass dieses nach zwei Wochen geringer ist, als nach 24 Stunden. Bei den feinen Bodenteilen findet infolge der verhältnismässig grossen Kornoberfläche eine bedeutendere Wasseraufnahme statt als bei den gröberen Fraktionen, sodass sich im ersteren Fall ein grösserer Unterschied zwischen dem tatsächlichen und scheinbaren spez. Gewicht zeigt, wie bei den grösseren Korndurchmessern. Die-

ser Gewichtsunterschied kann so bedeutend werden, dass die in Wirklichkeit schwerste, feinste Fraktion als leichteste erscheint. Bei den größten Fraktionen ist die fragliche Gewichts-differenz unwesentlich.

2r mm	Humoser Ton, Szeged			Lösslehm, Szeged		
	getrocknet bei 105°C durch 6 Stunden					
	Gekühlt im Exsicca- tor	24 h an der Luft gelegen	2 Wochen an der Luft	Gekühlt im Exsicca- tor	24 h an an der Luft	2 Wochen an der Luft
< 0.002	2.750	2.520	2.480	2.765	2.580	2.540
0.002—0.005	2.730	2.560	2.540	2.760	2.610	2.590
0.005—0.01	2.700	2.570	2.560	2.730	2.650	2.640
0.01—0.02	2.680	2.590	2.580	2.700	2.660	2.640
0.02—0.05	2.660	2.650	2.640	2.700	2.680	2.680

Um zu entscheiden, ob die soeben geschilderte Erscheinung, welche auf die Hygroskopizität des Materiales zurückzuführen ist, nicht nur durch die verschiedene stoffliche Zusammensetzung des Versuchsmateriales verursacht würde, wurde dann der folgende Versuch ausgeführt. Ich ermittelte zunächst das spez. Gewicht groben Flussandes, zerstampfte dann denselben in einem Achatmörser zu feinem Pulver und bestimmte hierauf auch das spez. Gewicht des letzteren. Die Ergebnisse sind die folgenden:

	getrocknet 10°C gekühlt in Exsiccator	nach Trocknung 24 h an der Luft gelegen
Grober Flussand (Maros) in natürlichem Zustand	2.680	2.679
dasselbe Material fein pulverisiert	2.680	2.669

Der in seinem ursprünglichen Zustand befindliche Flussand nahm, nachdem er durch 24 Stunden frei an der Luft gelegen war, bloss soviel Feuchtigkeit auf, dass sein spez. Gewicht bloss um 0.001 sank. Beim pulverisierten Material aber zeigte sich nach Ablauf derselben Zeit eine Gewichts-differenz von 0.011. Hieraus folgt, dass man zur Bestimmung des spez. Gewichtes keinesfalls bloss lufttrockenes Material verwenden darf, da sonst das spez. Gewicht auch von der Korngrösse beeinflusst werden würde.

War das Material vollkommen trocken und im Exsiccator gekühlt, so zeigte sich zwischen dem ursprünglichen und dem pulve-

risierten Material kein Unterschied im spez. Gewicht. Wurde dennoch ein solcher festgestellt, so dürfte derselbe keineswegs auf den Unterschied in der Korngrösse, sondern nur auf die Verschiedenheit des Materials zurückgeführt werden.

Zwecks Erreichung möglicher Genauigkeit habe ich sämtliche Gewichtsbestimmungen 4–5 mal wiederholt, dabei die Flüssigkeit im Piknometer samt der Materialprobe gekocht, um die Luftblasen zu entfernen und die Temperatur mit einer Genauigkeit von 0.1°C eingestellt.

Von dem Untersuchungsmaterial wurde ein so bedeutender Teil in seine Kornfraktionen zerlegt, dass von einer jeden derselben entsprechendes Material zur Bestimmung des spez. Gewichtes zur Verfügung stand. Dort aber, wo sich das Material doch als nicht genügend erwies, wurde die Bestimmung des spez. Gewichtes für je zwei Fraktionen vorgenommen, was dann auch in der folgenden Tabelle zum Ausdruck kommt.

Spezifischen Gewichte der Kornfraktionen der untersuchten Materialien.

[2r mm] ²	Humoser Ton Szeged	Lösslehm Szeged	Löss, Nagy- kőrös, SW	Löss, Nagy- kőrös, N	Löss, Szőreg	Rupelien Ton, Óbuda	Kalksch- lamm, Szaty- maz
0–0.002	2.750	2.765	} 2.757	2.780	2.792	} 2.760	} 2.815
0.002–0.005	2.730	2.760		2.765	2.775		
0.005–0.01	2.700	2.730		2.750	2.750	} 2.735	} 2.752
0.01–0.02	2.680	2.710	2.737	2.740	2.731		
0.02–0.05	} 2.660	2.700	2.735	2.730	2.720	} 2.725	} 2.742
0.05–0.1		2.685	2.720	2.710	2.710		
0.1–0.2			2.661	2.680	2.680	} 2.720	} 2.704 2.670
Gesamt- material	2.700	2.745	2.730	2.731	2.742		

Das Untersuchungsmaterial.

Die Ergebnisse der Dichtebestimmungen sind in der nebenstehenden Tabelle zusammengefasst. Für die Reihenfolge der Aufzählung waren die Höhe des spez. Gewichtes, ferner der petrographische Charakter des Untersuchungsmaterials massgebend. Aus der Tabelle, noch deutlicher aber aus der beiliegenden Abbildung lässt sich entnehmen, dass das spez. Gewicht mit abnehmendem Korndurchmesser allmählich steigt, dass ferner die Kurven, welche die Beziehungen zwischen dem Teildurchmesser und dem

spez. Gewicht darstellen, annähernd parallel zu einander verlaufen. Es ist aber wahrscheinlich, dass das spez. Gewicht der Fraktionen < 0.002 noch weiter zunimmt, es bereitet jedoch Schwierigkeit von diesen Fraktionen eine für Versuchszwecke genügende Materialmenge zu beschaffen. Aus der Abbildung kann ferner festgestellt werden, dass das spez. Gewicht bis zu den Korngrößen $0.2-0.05$ rasch zunimmt, zwischen diesen und den Korngrößen $0.02-0.01$ mm erfolgt die Gewichtszunahme viel langsamer, um bis zu den Teilchengrößen $0.005-0.002$ abermals rasch zuzunehmen. Bei den feinsten Fraktionen endlich verlangsamt sich wieder die Gewichtszunahme.

Es wurden folgende Materiale untersucht:

1. *Humoser Ton, Szeged, Somogyi-telep.* Schwarzer, fetter, sehr kolloidreicher Boden, welcher im Sprachgebrauch der Umgegend als „Pechboden“ bezeichnet wird. Derselbe liegt in einer Mächtigkeit von $1-2$ m über Lösslehm, aus welchem er unter dem Einfluss der einstigen Sumpfvegetation bei Anhäufung von Humusstoffen entstanden ist. Auf die Entstehung dieses Bodens aus Lösslehm weist auch seine Kornverteilungslinie hin, welche im grossen Ganzen jener des Lösslehms entspricht, jedoch von höherem Kolloidgehalt zeugt. Der Boden ist vollkommen kalkfrei, auch derzeit noch etwas sauer, um seine pH-Werte betragen in einer Tiefe von 0.5 m 6.4 , bei 1.0 m 6.5 , während für den Lösslehm in einer Tiefe von 2.5 m 6.9 , bei 6.5 m 7.1 . Die Azidität vermindert sich somit mit der Tiefe, woraus gefolgert werden kann, dass der Verwitterungsvorgang von der Oberfläche ausgehend nach der Tiefe fortschritt. Hierbei lösten die Humussäuren die Karbonate, ferner das Eisenhydroxyd, sowie einen Teil der feinsten Minerale, welche das hohe spez. Gewicht der Gesteinsarten verursachen pflegen. Wahrscheinlich trägt aber zu dem geringen spez. Gewicht der vorliegenden Bodenart auch der kolloidale Humus bei, sodass das spez. Gewicht der grössten Teilchenfraktion (2.66) kaum etwas höher liegt, als jenes des Quarzes, das der feinsten Fraktion jedoch immerhin noch einen Wert von 2.75 erreicht.

2. *Lösslehm, Szeged, Somogyi-telep.* Seinem spez. Gewicht nach folgt dieses Material auf den soeben besprochenen humosen Ton, da die spez. Gewichte seiner Kornfraktionen zwischen 2.685 und 2.765 schwanken. Auch im Bezug auf seine Entstehung steht dieser Lösslehm der früher erwähnten Bodenart nahe, da auch im vorliegenden Falle die Karbonate, die bei den echten Lössen immer in grosser Menge vorhanden sind, und zur Erhöhung des spez. Gewichtes beitragen, durch die Humussäuren in Lösung gebracht wurden. Um wenigstens einigermaßen Klarheit darüber zu schaffen, welche Umstände das verhältnismässig hohe spez. Gewicht der feinen Teilchenfraktionen verursachen, ermittelte ich die Gesamtmenge des in Salzsäure löslichen, in der Form von Fe_2O_3 vorhandenen Eisens, welches bei der grössten und der feinsten Fraktion

1.90, bzw. 7.09 Gewichtsprocente betrug. Diese Erscheinung erklärt, wie wir später sehen werden, zur genüge die Differenzen im spez. Gewicht der einzelnen Fraktionen.

3. *Löss, SW. von Nagykőrös*, Graben der Ziegelbrennerei. Derselbe enthält Festlandschnecken und besitzt eine charakteristische Kornverteilung. Diese Lössse treten im Sandgebiet zwischen der Donau und Theiss in Flecken geringer Ausdehnung auf. Von den kleinsten Teilchenfraktionen konnte ich in diesem Falle keine genügende Materialmenge erhalten, so dass ich gezwungen war, die beiden feinsten Kornfraktionen zusammenzufassen. Auf dieser Weise erhielt ich zwar kein vollkommen entsprechendes Vergleichsmaterial, immerhin aber ist es offensichtlich, dass hier die feinsten Fraktionen kein so bedeutendes spez. Gewicht aufweisen, wie bei den übrigen Lössen. Dies lässt sich aus der chemischen Zusammensetzung der Fraktionen, welche zwar genügend Karbonat, (6.69—43.70%) Eisenverbindungen aber in geringerer Menge (0.58—4.41%) enthalten, als die übrigen Lössse.

4. *Löss, N von Nagykőrös*, Materialgrube. Diese Lössart ähnelt zwar der vorher beschriebenen, mit dem Unterschied, dass sie feinere Teilchenfraktionen in grösserer Menge enthält. Die feinste Fraktion des vorliegenden Lösses weist ein höheres spez. Gewicht (2.780) auf als die vorangehende Lössart und dieses Gewicht sinkt mit der Zunahme des Teilchendurchmessers bis auf 2.680.

5. *Löss, Szőreg*, Garten des Hauses Sziv-n. 90. In der Umgebung von Szeged ist der Löss im allgemeinen als Infusionslöss anzutreffen, während echter Löss nur an wenigen, besonders hochgelegenen Stellen zu finden ist, wozu auch die Fundstelle des vorliegenden Lösses zählt.

Unter allen, untersuchten Lössarten zeigt die feinste Fraktion dieser Lössart das höchste spez. Gewicht, (2.792), welches bei den grösseren Fraktionen allmählich auf 2.680 sinkt, genau, wie bei der vorangehenden Lössart. Der Karbonatgehalt des Szőreger Lösses ist auch nicht unerheblich, während die Menge des in Salzsäure löslichen Eisens bei der feinsten Fraktion 6.48, bei der grössten 0.77 Gewichtsprocente beträgt. Der gesamte, durch vollkommene Aufschliessung erhaltene Eisengehalt dieser Fraktionen erreichte 7.97 bzw. 1.93%. Allem Anschein nach ist auch hier der Eisengehalt der einzelnen Kornfraktionen massgebend für das spez. Gewicht derselben.

6. *Oligocaener (Kisceller) Ton, Óbuda*, Ziegelbrennerei Újlaki. Dieser stellt eine Meeresablagerung dar. Damit steht scheinbar im Zusammenhang, dass seine einzelnen Teilchenfraktionen keine so bedeutenden Unterschiede im spez. Gewichte aufweisen, wie die Fluss- und aeolischen Ablagerungen. Das spez. Gewicht schwankt

im vorliegenden Fall bloss zwischen 2.760–2.720. A. V e n d l⁵ wies nach, dass sich dieser Ton in der Nahe der Ufer eines seichten Meeres hauptsächlich aus durch Abrasion zertrümmerten Ufergesteinen bildete. Die Mineralteilchen legten daher vom Entstehungsort bis zu den Ablagerungsstellen keine grossen Strecken zurück und es bestand weder Gelegenheit für eine Sonderung der Teilchen nach ihrem spez. Gewicht, noch dafür, dass sich die spezifisch schwereren, aber weniger harten Minerale in höherem Masse abnutzten, bzw. gründlicher verwiterten, als die Quarzkörner. Trotzdem ist auch bei diesem Ton eine Abnahme des spezifischen Gewichtes mit der Zunahme des Korndurchmessers zu beobachten, wenn auch dieser Unterschied nicht so bedeutend ist, wie bei den übrigen Sedimenten.

7. *Kalkschlamm, Szatymaz.* Dieses Material ist in den Geländemulden des Sandgebietes zwischen der Duna und Tisza zu finden. Es wurde ursprünglich aus dem Bodenmaterial der Geländeerücken durch das Niederschlagswasser ausgelaugt und dann in den sodahaltigen Teichen der Mulden als Calcium- und Magnesiumkarbonat ausgefällt. Dieser Kalkschlamm ist mehr oder weniger mit Flugsand vermengt, was auf die Wirkung des Windes zurückzuführen ist. Dies hat zur Folge, dass der feinere Teil dieses Materiales aus spezifisch schwererem, wirklichen Kalkschlamm besteht, während die gröberen Kornfraktionen mit zunehmendem Teilchendurchmesser zu einem immer grösseren Teil aus Quarzsand bestehen und daher abnehmendes spez. Gewicht aufweisen.

Aus der gesamten Bodenprobe war 56.55 Gewichtsprozent in Salzsäure löslich, hievon 53.60% in der Form von Karbonaten, n. zw. 28.00% als CaCO_3 und 25.60% als MgCO_3 . Auffallend viel Magnesium fand auch H e r k e⁶ in diesen Kalkschlammblöden. Nach seinen Untersuchungen gestaltete sich das Verhältnis zwischen Ca und Mg wie 1:0.15, bzw. 1:0.9. Da aber das spez. Gewicht des Magnesiumkarbonates einen Wert von 3.0–3.1 erreicht, so findet das hohe spez. Gewicht der feinsten Fraktion, welche bis zu 93 Gewichtsprozenten aus Karbonaten besteht, seine vollkommene Erklärung.

-
5. V e n d l A l a d á r dr.: A kiscelli agyag (Der kisceller Ton) (Annales Institutii Regni Hungarici Geologiae, Tom. XXIX., Fasc. 2, pp. 97–152.) Budapest, 1931.
6. H e r k e S á n d o r: Szeged-Kiskunhalas környéke belvizes és szikes területeinek talajviszonyai. (A Magyar Szikések. A M. Kir. Földművelésügyi Minisztérium Kiadványai. Vízügyi Műszaki Csoport. 2. sz. pp. 35–97) Budapest, 1934.

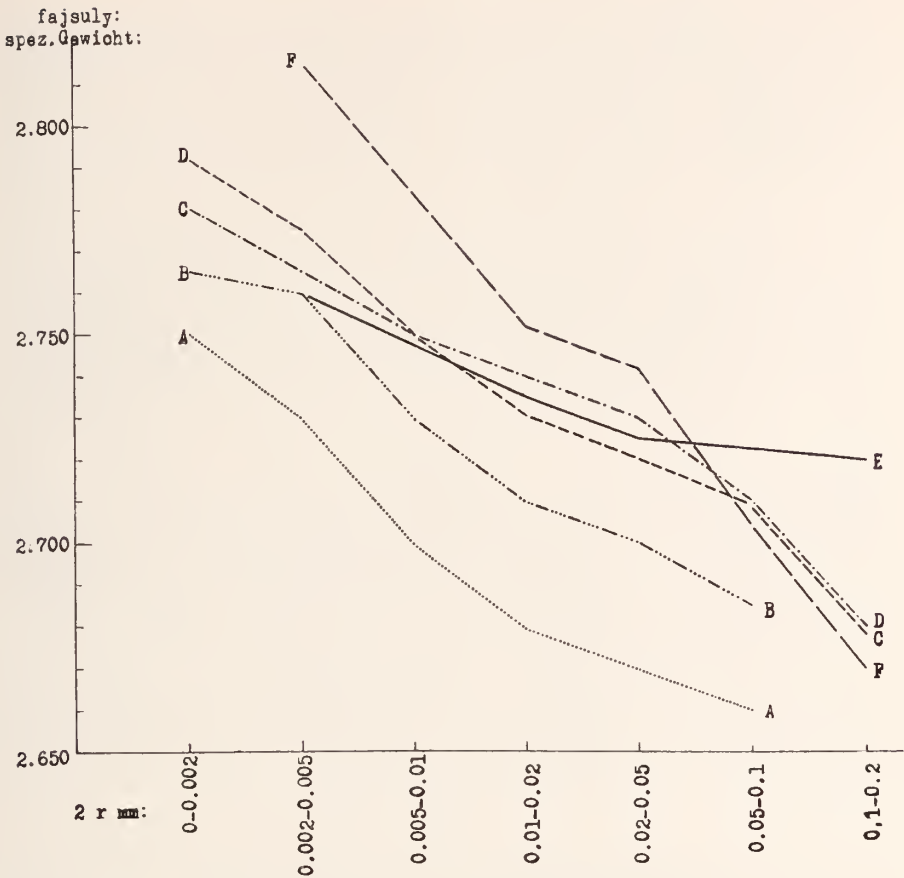


Fig. 1. Die spezifischen Gewichte der verschiedenen Kornfraktionen. A: Humoser Ton, Szeged, B: Lösslehm, Szeged, C: Löss, Nagykörös, N. D: Löss, Szöreg, E: Oligocäner Ton, Óbuda, F: Kalkschlamm, Szatymaz.

Ursachen für die Differenzen des spez. Gewichtes.

Wie ich bereits bei der Beschreibung des Untersuchungsmateriales erwähnte, besteht ein wesentlicher Unterschied in der mineralogischen, bzw. chemischen Zusammensetzung der einzelnen Kornfraktionen, wodurch die Unterschiede im spez. Gewicht der Fraktionen begründet sind. Eine exakte Begründung hierfür liesse sich selbstverständlich nur auf Grund von vollkommenen quantitativen Analysen des Untersuchungsmateriales finden. In Ermangelung derselben bin ich aber gezwungen, unter Zugrundelegung von einigen einfacheren chemischen Untersuchungen die beobachtete Erscheinung der Gewichts-differenzen zu erörtern.

Es ist allgemein bekannt, dass die Trümmergesteine in erster Reihe Quarzkörner enthalten, zu welchen sich in geringerer Menge Feldspate, Glimmer, Amphibole, Pyroxene und Eisenerze im weiteren Sinne, ferner Calcit und Dolomit gesellen. Hydrosilikate, wie Kaolin, Zeolithe, usw. kommen in grösserer Menge bloss in den echten Tonen- vor und spielen im Bezug auf die Zunahme des spez. Gewichtes der Sedimente keine Rolle, da ihr eigenes Gewicht sich jenem des Quarzes (2.65) nähert. Etwas höheres spez. Gewicht weisen Calcit (2.71—2.72) und Dolomit (2.9—3.0) auf, welche letzterer in den Sedimenten meistens bloss in geringer Menge vorhanden ist. Das spez. Gewicht der Amphibole (2.9—3.4), Pyroxene (3.2—3.5) und Eisenerze (3.4—5.2) ist dann noch bedeutender, sodass diese Minerale auch dann eine wesentliche Erhöhung des spez. Gewichtes verursachen können, wenn sie in kleiner Menge im Gestein zu finden sind. Das hohe spez. Gewicht der zuletzt angeführten Minerale findet seine Ursache in ihrem hohen Eisen- und Magnesiumgehalt. Wenn wir daher bei irgendeinem Gestein nach den Umständen suchen, welche hohes spez. Gewicht hervorgerufen haben können, so müssen wir hiefür in erster Reihe das Vorhandensein von Eisen und Magnesium verantwortlich machen. Wesentlich beeinflussen aber auch das spez. Gewicht die Karbonate, besonders dann, wenn in grösserer Menge $MgCO_3$ vorhanden ist.

Von diesen Tatsachen ausgehend habe ich, um die Unterschiede im spez. Gewicht zu erklären, den Eisen-, Magnesium- und Karbonatgehalt einiger Gesteinsarten ermittelt und, wie wir sehen werden, gibt der Gehalt an diesen Stoffen genügend Anschluss über die Ursachen der Gewichtsunterschiede.

Zu nächst wurde nun der Gesamtgehalt der beiden extremen Kornfraktionen des Szőreger Lösses an diesen Elementen bestimmt, wobei folgende Werte erhalten wurden:

Löss von Szőreg

	0—0.002 mm	0.1—0.2 mm
Fe_2O_3	7.97 %	1.93 %
CaO	16.40	?
MgO	5.16	1.45
CO_2	15.30	8.43

Für einige Gesteinsmaterialien habe ich jedoch bloss die Menge des in Salzsäure löslichen Eisens bestimmt, wobei ich in allen Fällen feststellen konnte, dass der Eisengehalt der feinsten Kornfraktion jenen der grössten und zugleich spezifisch leichtesten Fraktion um das Vielfache übertraf.

In HCl löslicher Gesamteisen, als Fe₂O₃:

Korndurchmesser mm	Lösslehm, Szeged	Löss, Nagykörös, SW.	Löss, Szőreg
0—0.002	7.09 %	4.41 %	6.48 %
0.1—0.2	1.90	0.58	0.77

Ausserdem habe ich auch den Gehalt an Karbonaten ermittelt, jedoch nicht bloss für die beiden extremen, sondern vielmehr für sämtliche Kornfraktionen, mit Rücksicht auf die Einfachheit des diesbezüglichen Verfahrens. Die nachstehenden Angaben stellen prozentuelle Mengen an CaCO₃ dar, berechnet aus dem entweichenden CO₂.

Ca CO₃ %

Korndurchmesser, mm	Löss, Nagykörös, SW.	Löss, Szőreg	Kalkschlamm, Szatymaz
0—0.002	} 43.70	34.80	} 92.44
0.002—0.005		38.58	
0.005—0.01	53.60	37.65	51.20
0.01—0.02	27.66	36.40	
0.02—0.05	23.50	29.40	40.09
0.05—0.1	15.00	21.84	21.21
0.1—0.2	6.69	19.14	11.22

Aus der vorstehenden Tabelle geht hervor, dass der Karbonatgehalt bei sinkendem Teilchendurchmesser steigt. Eine Ausnahme bilden die feinsten Fraktionen der beiden Lössse, deren Karbonatgehalt etwas geringer ist, als jener der nächstgröberen Fraktionen.

Wie wir früher erwähnt haben, wurde im Kalkschlamm von Szatymaz an MgO beinahe diegleiche Menge gefunden wie an CaO. Die Umrechnung auf CaCO₃ erfolgte in der obenstehenden Tabelle nur zu Vergleichszwecken.

Wir können daher weiter annehmen, dass auch der Eisengehalt zwischen den beiden extremen Kornfraktionen von der feinsten Fraktion bis zur grössten allmählich sinkt, und schliesslich allgemein feststellen, dass die Gewichtsunterschiede der einzelnen Kornfraktionen auf ihren Eisen-, Magnesium- und Kalkgehalt zurückzuführen sind.

Wir haben nunmehr noch die Frage zu beantworten, welche Umstände dazu führten, dass in den feineren Fraktionen die schweren Minerale überwiegen. Wie schon bemerkt, hat Rubey¹⁾ diese Frage bereits eingehend behandelt. Es sei zunächst erwähnt, dass die schweren femischen Minerale der meisten primären Gesteine.

aus welchen die Sedimente entstehen, kleiner sind als die übrigen Minerale. Eine tiefgreifende Sonderung der verschiedenen Minerale erfolgt durch die fließenden Gewässer, welche bei einer gewissen Geschwindigkeit von den schwereren Mineralen bloss die kleineren Körner schwebend erhalten können, weshalb bei gleicher Korngrösse die leichteren Minerale weiter fortgeschleppt werden als die schwereren. In den abgelagerten Sedimenten werden daher die schweren Minerale bloss in der Form feinerer Teilchen vorhanden sein, eine Erscheinung, welche in der nassen Erzaufbereitung schon praktische Anwendung gefunden hat.⁷ Eine Sonderung der einzelnen Körner nach ihrem spez. Gewicht hat natürlich auch bei jenen Sedimenten stattgefunden, welche ihre Entstehung dem Wind zu verdanken haben. Da jedoch diese aeolischen Ablagerungen aus Flusssedimenten ansgeweht wurden, so hat der Wind die durch die fließenden Gewässer früher begonnene, sortierende Tätigkeit bloss fortgesetzt, bzw. verstärkt.

Zu dem Umstand, dass die schweren Minerale in den feineren Fraktionen überwiegen, trägt auch die Abnutzung bei, welche besonders für die größeren Mineralkörner in Betracht kommt, welche auf der Sohle der fließenden Gewässer weitergeschoben werden. Die leichteren Quarzkörner, aus welchen sich das Geschiebe der Gewässer vorwiegend zusammensetzt, nützen sich infolge ihrer Härte am wenigsten ab. Die Mehrzahl der schwereren Minerale besitzt jedoch eine geringere Härte. Je weiter daher das Geschiebe fortgeschleppt wird, um so mehr werden diese Mineralkörner abgeschliffen, während die Abnutzung der Quarzkörner bloss langsame Fortschritte macht.

Zum Grössenunterschied zwischen den femischen Mineralen und Quarzkörner trägt ausserdem noch die chemische Verwitterung bei, welche den neutralen Quarz kaum anzugreifen vermag, während die femischen Minerale, mit Ausnahme einiger, in den Sedimenten in einer minimalen prozentuellen Menge vorhandenen Minerale, leichter verwittern. Ihr letztes Verwitterungsprodukt stellt der Limonit dar, welcher die Form feiner Teilchen annimmt, oder um andere Teilchen eine Kruste bildet. Die Krustenbildung erhöht infolge der verhältnismässig grossen Oberfläche der kleinen Teilchen besonders den Eisengehalt der letzteren und damit auch ihr spez. Gewicht. Dass ein bedeutender Teil des Eisens als Eisenoxydhydrat vorhanden ist, beweist der Umstand, dass z. B. die Menge des in Salzsäure löslichen Eisens nicht viel geringer ist als der gesamte Eisengehalt.

Eine geringere Gesetzmässigkeit weisen die Beziehungen zwischen dem Gehalt an Karbonaten und der Korngrösse auf, da die

7. Finkey Josef: Die wissenschaftlichen Grundlagen der nassen Erzaufbereitung. (Verlag Jnl. Springer), Berlin, 1924.

ersteren auch nach erfolgter Ablagerung der Sedimente in Lösung gehen können, um gegebenenfalls später neuerdings angeschlossen zu werden. Hiemit lässt sich die Tatsache erklären, dass gerade die feinste Fraktion einiger Sedimente, deren einzelne Körner infolge ihrer verhältnissmässig grossen Oberfläche leichter gelöst werden können, etwas weniger Kalk enthält.

Bedeutung der Unterschiede im spez. Gewicht für die Schlämmanalyse.

Da aus den mitgeteilten Versuchen hervorgeht, dass die feinkörnigen Fraktionen der Bodenmaterialien in der Regel ein höheres spez. Gewicht besitzen, als die gröberen Fraktionen, so haben wir bei der Schlämmanalyse aus Gemäßigkeitsrücksichten die Sedimentationszeiten der einzelnen Fraktionen unter Zugrundelegung ihres speziellen spez. Gewichtes zu berechnen.

Im Folgenden gebe ich ein Beispiel dafür, welche Differenzen in den Sedimentationszeiten die Annahme verschiedener spez. Gewichte verursachen kann. Das spez. Gewicht des früher besprochenen Szőreger Lösses wurde mit 2.742 bestimmt. Je nach dem wir nun unserer Berechnung der Fallzeiten dieser Wert oder das spezielle spez. Gewicht der einzelnen Fraktionen oder, wie das oft gebräuchlich ist, den Erfahrungswert 2.70 zu Grunde legen, erhalten wir für die Sedimentationszeiten die in der folgenden Tabelle angeführten Werte.

Fallzeiten des Szőreger Lösses in destilliertem Wasser aus einer Fallhöhe von 10 cm und einer Temperatur von 23° C.

Korndurchmesser mm.	Fallzeit berechnet auf Grund		
	des spez. Gewicht 2.70 (Erfahrungswert)	des ermittelten spez. Gewichtes der Gesamtprobe (2.74)	des speziellen spez. Gewichtes der Fraktion.
0.002	7 ^h 1'	6 ^h 52'	(2.79) 6 ^h 40'
0.005	1 ^h 7'	1 ^h 5'	(2.77) 1 ^h 4'
0.01	16' 49"	16' 28"	(2.75) 16' 21"
0.02	4' 13"	4' 7"	(2.73) 4' 8"
0.05	40.4"	39.5"	(2.72) 39' 9"

Die grösste Differenz im spez. Gewicht und daher auch in der Fallzeit ergibt sich für die Fraktion < 0.002 mm. In diesem Fall ist die auf Grund des speziellen spez. Gewichtes berechnete Sedimentationszeit um $\frac{1}{34}$, bezw. $\frac{1}{20}$ kürzer als jene Zeit, deren Berechnung das ermittelte spez. Gewicht der Gesamtprobe (2.74) oder der Erfahrungswert (2.70) zu Grunde gelegt wurde. Diese Differenz wird jedoch um so kleiner, je gröber die Fraktion ist, für die bei-

den grössten Fraktionen erhält man aber in diesem Falle eine längere Sedimentationszeit, als wenn man dieselbe auf Grund des spez. Gewichtes der Gesamtprobe ermittelt.

Die Fallzeitdifferenzen sind demnach besonders bei der feinsten Fraktion beachtenswert und dürfen daher nicht ausser Acht gelassen werden, wenn unser Ziel vollkommene Genauigkeit ist. Wollen wir jedoch von der Ermittlung der spez. Gewichte der einzelnen Fraktionen, absehen, so können wir in der Praxis für nicht ausgelaugte, karbonathaltige klastische Sedimente, (kalkhaltige Tone, Mergel, Löss, usw.) deren spez. Gewicht sich in der Regel dem Werte 2,70 nähert, das spez. Gewicht der feinsten Kornfraktion zu 2,78 annehmen, welches dann linear sinkt bis auf einen Wert von 2,68 für die grösste Fraktion. Wir können dann noch vereinfachen, wenn wir für die Fraktionen 0–0,005 mm 2,80, für die Fraktionen 0,01–0,05 mm, 2,75 und für die noch gröbere Fraktionen 2,70 als Werte des spez. Gewichtes annehmen. Auf diese Weise gelangen wir viel eher zu der Wirklichkeit entsprechenden Sedimentationszeiten, als wenn wir den in der Praxis gebräuchlichen Erfahrungswert 2,70 benützen, oder mit grosser Genauigkeit das spez. Gewicht der gesamten Materialprobe bestimmen.

* * *

(Untersuchung ausgeführt im Mineralogisch-Geologischen Institut der Kgl. Ung. Franz-Josef Universität in Szeged, Ungarn, unter Benützung der Instrumente der Rockefeller-Foundation.)

GEOLÓGIAI SZERKEZETEK GRAVITÁCIÓS HATÁSA KÜLÖNLEGES ESETEKBEN.

Irta: *Dr. Vajk Raul.*

GRAVITATIONSWIRKUNG UNTERIRDISCHER GEOLOGISCHER STRUKTUREN IN BESONDEREN FÄLLEN.

Von *Dr. Raul Vajk.*

Die Schwerewirkung unterirdischer geologischer Strukturen ist auf Dichtenunterschiede, die zwischen den einzelnen geologischen Schichten vorhanden sind, zurückzuführen. Für eine geeignete Interpretation der Messungsergebnisse von Drehwaagen ist es daher notwendig die Dichte der einzelnen unterirdischen Schichten zu kennen. Mit Hilfe der Dichtewerte kann die Gravitationswirkung der typischen elementaren Strukturen, oder dieselbe von Strukturen, die von solchen Elementen zusammengesetzt sind, berechnet werden und man kann durch das Vergleichen der Messungsergebnisse mit diesen berechneten Schwerewirkungen über die Gestalt und über den Umfang der in dem betreffenden Falle vorhandenen unterirdischen Struktur einen Schluss ziehen.

Zur Zeit der geophysikalischen Untersuchungen stehen Dichtewerte meistens noch nicht zur Verfügung und man muss sich mit — auf die Dichteverteilung bezogenen, der Wirklichkeit möglichst annähernden — Annahmen begnügen. Abgesehen von speziellen Fällen, sind die folgenden Annahmen betreffs der Dichteverteilung üblich:

1. Die Dichte einer jeden geologischen Schicht ist grösser (wenigstens nicht kleiner) als die Dichte der überliegenden Schichten. (Die Dichte nimmt mit der Tiefe zu.)
2. Jede einzelne Schicht ist homogen, d. h. die Dichte einer und derselben Schicht ist überall gleich.

Die Untersuchungen der aus Tiefbohrungen entnommenen Gesteinsproben zeigen, dass die Dichte mancher Schichten nicht konstant ist, vielmehr nimmt dieselbe innerhalb einer Schicht mit der Tiefe zu.¹ Man soll daher in manchen Fällen auch diesen Umstand bei der Interpretation von Drehwaagemessungen in Betracht nehmen. In solchen Fällen bedient man sich des älteren mit der Näherungsmethode, nach welcher man sich die Schicht mit veränderlicher Dichte in dünneren Schichten geteilt denkt, die innerhalb ihrer Abgrenzungen bereits als homogene anzusehen sind. Für die genaue Berechnung der Gravitationswirkung von homogenen Massen, die in eine Masse eingebettet sind, deren Dichte sich mit der Tiefe ändert, sind Formeln von Bellnigi² abgeleitet.

Die Interpretation der Drehwaagemessungsergebnisse ändert sich vollkommen, falls, im Gegensatz zu den, für die Dichteverteilung oben angegebenen Annahmen, die Dichte einer verhältnismässig dicken Schicht geringer ist als die Dichte der darüberliegenden Schichten. Ebenso kann eine besondere Dichteverteilung entstehen wenn, während der Ablagerung von Sedimentärgesteinen, eine abwechselnde tektonische Bewegung aufgetreten ist.

Bei der Interpretation von Drehwaagemessungen darf man eine Schicht mit geringerer Dichte als die Dichte der darüberliegenden Schichten, ebenso eine abwechselnde tektonische Bewegung überhaupt nur dann voraussetzen, wenn diese Annahmen mit genügenden Beobachtungsangaben unterstützt sind. Nichtsdestoweniger muss der Geophysiker auch diese Möglichkeiten in Betracht ziehen. Es dürfte daher nützlich sein, die Gravitationswirkung einiger solcher elementaren geologischen Strukturen, die durch besondere Dichteverteilung, die bei der Ablagerung, oder durch einer abwechselnden tektonischen Bewegung entstanden sind, eine von der Normalen abweichende Gravitationswirkung ausüben und demzufolge irreführend sein können, zu studieren.

Wir werden im Folgenden die Gravitationswirkung einiger geologischer Strukturen in denen eine solche besondere Dichteverteilung vorhanden ist, untersuchen.

1. *Gravitationswirkung einer Verwerfung im Falle einer mit der Tiefe zunehmenden Dichte.*

Der Verfasser hat die Gravitationswirkung einer, in Kalkstein vorkommenden, bekannten Verwerfung ermittelt und gefunden, dass die über dieser Verwerfung tatsächlich gemessenen Anomalien wesentlich grösser sind, als die berechnete Wirkung. Die Berechnung war unter der Annahme, dass die Dichte der Sedimentär-gesteine, die über dem Kalkstein liegen, homogen sind (d. h. die Dichte derselben überall gleich ist), angestellt. Nimmt man jedoch an, dass die Dichte der über dem Kalkstein liegenden Sedimentär-gesteine mit der Tiefe zunimmt und dass die Verwerfung auch in den Sedimentär-gesteinen vorhanden ist, so kann man die gerech-nete Wirkung mit der gemessenen Anomalien in Übereinstimmung bringen.

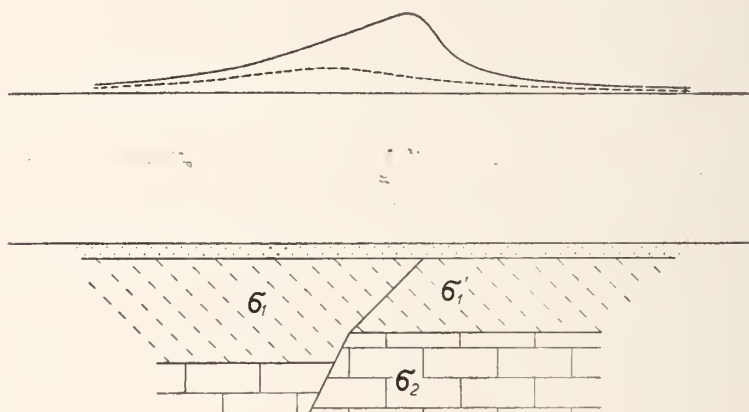


Abbildung 1. ábra.

Abbildung 1. stellt eine Verwerfung dar, die dem oben um-schriebenen Falle ähnlich ist. Die mit Strichellinie gezeichnete Gradientenkurve bezeichnet die Graviationswirkung der Verwer-fung im Falle, dass die Dichte der über dem Kalkstein (σ_2) liegen-den Sedimentär-gesteine (σ_1) überall gleich ist. Die mit vollen Linie gezeichnete Gradientenkurve stellt die Gravitationswirkung der Verwerfung dar, in dem Falle, wenn die Dichte der über dem Kalkstein (σ_2) liegenden Schichten auch verworfen sind und die Zunahme der Dichte dieser Schichten für den, der Sprunghöhe der Verwerfung entsprechenden, Tiefenunterschied $\sigma_1' - \sigma_1$ ist*.

* $\sigma_1 = f(z)$, $\sigma_1' = f(z + a)$, wo „z“ die Tiefe von der Oberfläche und „a“ die Sprunghöhe der Verwerfung ist und $f(z + a) > f(z)$.

Das Maximum der mit Strichellinie gezeichneten Gradientenkurve ist im Vergleich zu dem Maximum der mit voller Linie gezeichneten Gradientenkurve verschoben. Im allgemeinen: je kleiner der Neigungswinkel der Verwerfungsfläche in den Sedimenttäggesteinen ist (im Falle vertikalem Verwerfungsfläche ist keine Verschiebung vorhanden) und je mächtiger die Sedimenttäggesteine sind, desto grösser ist die Verschiebung. Im Falle einer normalen Verwerfung ist die Verschiebung in der Richtung der liegenden Scholle, im Falle einer widersinnigen Verwerfung ist es in der entgegengesetzten Richtung (in der Richtung der hangenden Scholle).

In Gebieten, wo Sedimenttäggesteine von grosser Zusammenrückbarkeit in mächtigen Schichten vorkommen, muss man bei

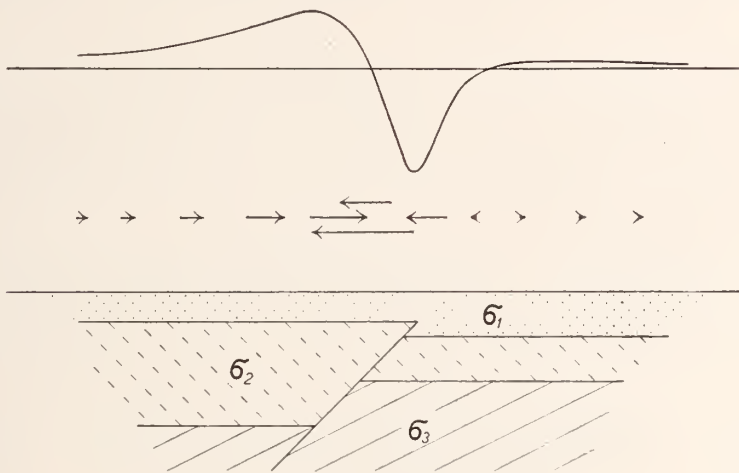


Fig. 2. ábra.

der Interpretation der mit der Drehwaage gemessenen Anomalien von Verwerfungen sehr vorsichtig sein, um einerseits die Sprunghöhe der Verwerfungen nicht zu überschätzen, andererseits um den Ort der Verwerfung richtig zu bestimmen.

11. Gravitationswirkung von Verwerfungen mit abwechselnder Bewegungsrichtung.

Wie bekannt, sind manche Verwerfungen nicht in beständiger Ruhe, sondern es erneuert sich ihre tektonische Tätigkeit von Zeit zu Zeit. Die neue Verrückung kann sich in derselben Richtung wie die erste Bewegung, oder auch in entgegengesetzter Richtung ereignen. Im letzten Falle kann es vorkommen, dass während einer Ruheperiode zwischen zwei Bewegungen mächtige Schichten von

Sedimentärgesteinen über die Verwerfung ablagern. Bewegt sich jetzt in der zweiten Tätigkeitsperiode die liegende Scholle der ursprünglichen Verwerfung aufwärts, so entsteht in den neuabgelagerten Schichten eine zu der Ursprünglichen entgegengesetzte Verwerfung. Liegt z. B. die liegende Scholle der ursprünglichen Verwerfung östlich von der Verwerfungsfläche, so wird die liegende Scholle der Verwerfung in den jüngeren Schichten westlich von der Verwerfungsfläche liegen. Ist die zweite Bewegung kleiner als die erste war, da finden wir übereinander zwei entgegengesetzte Verwerfungen. (S. Abb. 2.) Mit anderen Worten, falls die erste Verwerfung eine normale ist, so wird die zweite widersinnige sein und umgekehrt.

Die auf Abbildung 2 dargestellte Verwerfung kann folgenderweise entstehen:

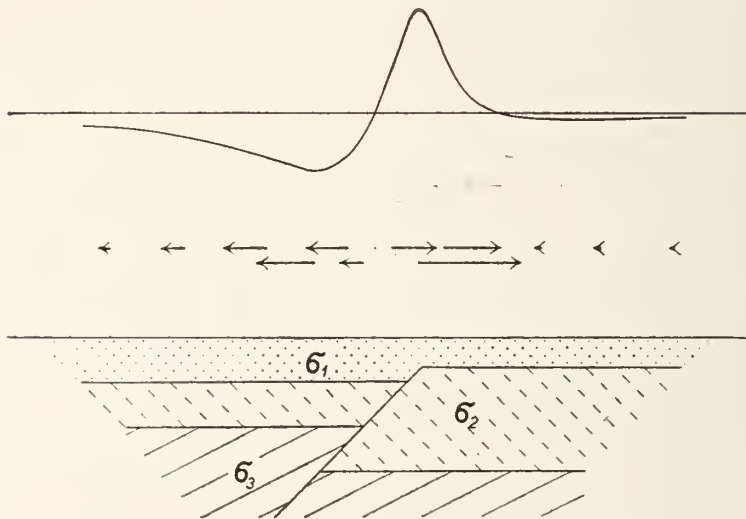


Fig. 3. ábra.

- a) Erste tektonische Tätigkeit: Eine gewöhnliche Verwerfung entsteht im Grundgebirge.
- b) Ruheperiode: währenddessen mächtige, verhältnismässig dichte Sedimente (z. B. Mergel) das Grundgebirge bedecken.
- c) Zweite tektonische Tätigkeit: Die liegende Scholle der im Grundgebirge entstandenen Verwerfung erhebt sich etwas, wodurch sich eine widersinnige Verwerfung in den Sedimenten bildet.
- d) Ruheperiode, in welcher Sedimente mit verhältnismässig geringerer Dichte (z. B. Sand) bedecken die ältere Formationen und den, durch die Verwerfung verursachten Höhenunterschied ausgleichen.

Die auf Abbildung 2. dargestellte Gradientenpfeile und Gradientenkurve repräsentieren die Gravitationswirkung der oben umschriebenen, zusammengesetzten Verwerfung. Es ist merkwürdig, dass die Gravitationswirkung dieser Verwerfung ein Gravitationsmaximum ist, das, wie bekannt, im allgemeinen das Kennzeichen von Antiklinalen ist.

Wenn nun die ursprüngliche Verwerfung eine widersinnige ist, so entsteht in den Sedimenten infolge der zweiten tektonischen Bewegung eine gewöhnliche Verwerfung (S. Abb. 3.) und die Gravitationswirkung der zusammengesetzten Verwerfung wird ein Minimum sein, das im allgemeinen eine Synklinale kennzeichnet.

Es kann daher die Frage gestellt werden: wie ist es möglich, auf Grund von Drehwaagemessungen, solche Verwerfungen von Antiklinalen und Synklinalen zu unterscheiden? Auf Grund von Drehwaagemessungen allein kann solche Unterscheidung nicht festgestellt werden. Da muss man eine andere geophysikalische Methode (z. B. reflexions-seismische Methode) anwenden, die aller Wahrscheinlichkeit nach, die erwünschte Antwort erteilen kann. Andererseits, in der Regel, erneuern sich die abwechselnden tektonischen Bewegungen von Zeit zu Zeit, folglich ist es wahrscheinlich, dass solche Verwerfungen mit Oberflächengeologie, oder mit seichten Bohrungen nachweisbar sind. Auf Grund solcher, an der Oberfläche ausgeführten Untersuchungen — vornehmlich wenn man einige Angaben über die Neigung der Verwerfungsfläche bekommen könnte — kann die Gravitationsanomalie schon richtig interpretiert werden.

III. Eine verhältnismässig dicke Schicht von geringerer Dichte zwischen Schichten mit grösserer Dichte.

Wie es von Drehwaagemessungen über Salzdomen ohne Felskappe bekannt ist, ergeben Massen mit geringerer Dichte, die zwischen dichteren Schichten eingebettet sind, wenn sie erhoben oder aufgewölbt sind, ein Gravitationsminimum. Das Gravitationsbild eines, mit dicker Kappe bedeckten, in der Nähe der Oberfläche liegenden Salzdomes ist ein mehr oder weniger kreisförmiges Maximum, das in der Mitte eines umfangreicheren Minimum liegt. Aus dem Gesichtspunkte der Schweremessungen bilden die in neuerer Zeit in Ukraine (Russland) gefundenen Salzdomen einen neuen Typus. Diese sind mit einem, einige hunderte Meter dicken Brecciamantel umgeben, dessen Durchschnittsdichte ziemlich hoch ist. Die Schwereanomalie dieser Salzdomen ist ein kreisförmiges Minimum mit einem ringförmigen Maximum in seiner Mitte. Die Schwereanomalien von Salzdomen sind in der Literatur schon eingehend behandelt, folglich werden wir uns mit diesen hier nicht beschäftigen. Ausser Salz gibt es auch andere Gesteine, deren

Dichte kleiner als die Dichte der umliegenden Gesteine ist. So z. B. Steinkohle, manche vulkanische Tuffe, und auch der in Kalifornien in mächtigen Schichten vorkommende Diatomeenschiefer (Ober Miozän) usw.

1. Antiklinale und Synklinale.

Wenn eine Schicht mit geringerer Dichte, die zwischen Schichten mit grösserer Dichte eingebettet ist, eine Antiklinale bildet, wird die Gravitationswirkung dieser Antiklinale ein Minimum sein. Eine Synklinale von denselben Schichten wird ein Maximum hervorrufen.

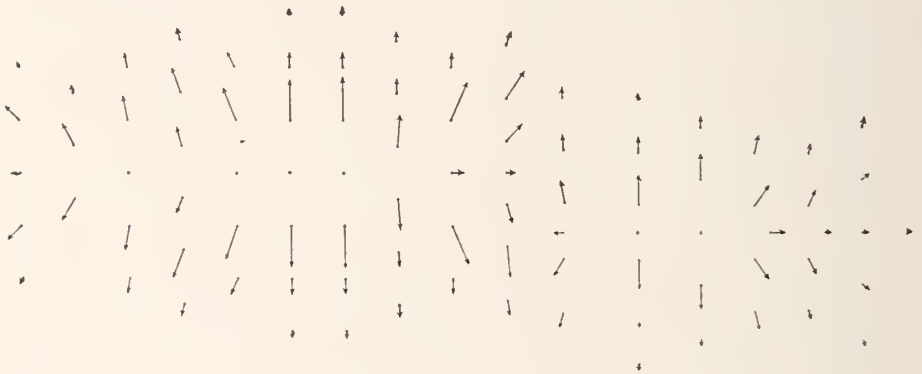


Fig. 4. ábra.

Abbildung 4 zeigt eine stilisierte Gradientenkarte, die auf Grund von Drehwaagemessungen über Aufwölbungen von mächtigen Diatomeenschieferschichten konstruiert ist. Die auf Abbildung 4 dargestellten Gravitationsminima entsprechen Antiklinalen.

2. Verwerfungen.

Abbildung 5. zeigt eine Verwerfung durch zwei geologischen Schichten. Falls die Dichte der tiefer liegenden Schicht (σ_2) kleiner ist, als die Dichte der darüberliegenden Schicht, so wird die gerechnete Gravitationswirkung Gradienten ergeben, die nach der liegenden Scholle gerichtet sind. In diesem Falle ist die Gravitationswirkung der Verwerfung gerade entgegengesetzt zu der Wirkung einer Verwerfung mit normaler Dichteverteilung. Die liegende Scholle einer solchen Verwerfung würde ohne der Kenntnis der Dichteverteilung an der unrichtigen Seite bezeichnet werden.

Ist in derselben Verwerfung die obere Schicht nicht homogen, sondern nimmt ihre Dichte mit der Tiefe zu, so wird die Gravita-

tionswirkung ein Minimum sein. Nämlich zufolge des Dichtenunterschiedes ($\sigma_2 - \sigma_1$) längs jenes Abschnittes der Verwerfungsfläche, der die zwei Schichten voneinander trennt, entstehen über diesen Abschnitt Gradienten, die nach der liegenden Scholle gerichtet sind, anderseits der Dichtenunterschied ($\sigma_1' - \sigma_1$) längs des Ab-

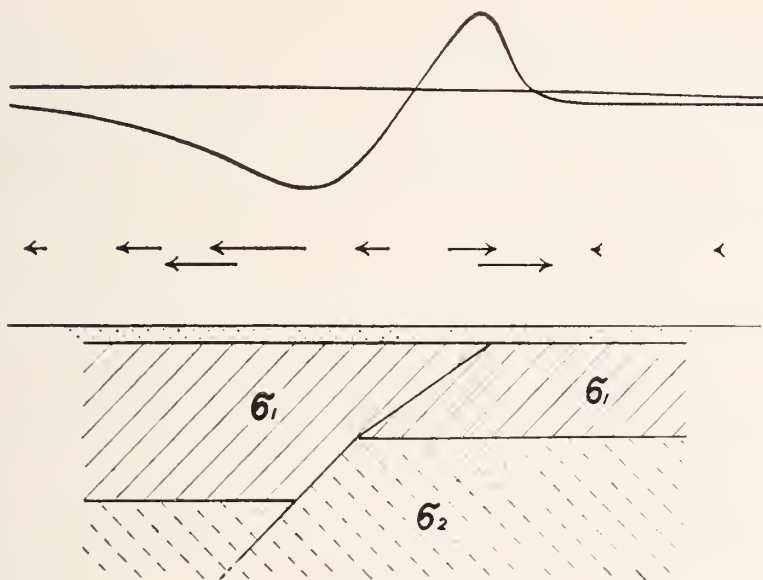


Fig. 5. ábra.

schnittes, der die linken und rechten Seiten der oberen Schicht trennt, verursacht Gradienten die nach der hangenden Scholle zeigen. Vorausgesetzt, dass die Verwerfungsfläche nicht vertikal ist, so wird die Addition der zwei Wirkungen ein Minimum ergeben.

Untersuchen wir eine widersinnige Verwerfung unter denselben Verhältnissen, so finden wir, dass die Gravitationswirkung einer solchen Verwerfung ein Maximum ist.

Schlussfolgerungen.

Es kann die Tatsache nicht ausdrücklich genug betont werden, dass einer einzigen Gravitationsanomalie mehrere verschiedene geologischen Strukturen entsprechen können. So z. B. die Gravitationswirkung von Antiklinalen mit verschiedener Gestalt und in verschiedenen Tiefen gelegt (wie das D. C. Barton bereits nachgewiesen hat.) kann praktisch identisch sein. Es kann, wie das oben gezeigt war, ein Gravitationsmaximum nicht nur eine Antiklinale, sondern — in besonderen Fällen — eine Verwerfung, oder sogar

auch eine Synklinale bedeuten. Und wieder zahlreiche Verwerfungen und Synklinalen können demselben Gravitationsmaximum entsprechen. Schliesslich kann ein Gravitationsmaximum durch einen Dichtezuwachs ohne irgendeiner Struktur bewirkt sein. Folglich kann man auf Grund von Drehwaagemessungen allein nicht behaupten, dass eine Schwereanomalie die Wirkung dieser oder jener geologischen Struktur ist. Wie es gezeigt war, kann ohne Kenntniss der Dichteverteilung nicht einmal der Typus der Struktur mit Sicherheit festgestellt werden und es ist auch das möglich, dass gar keine Struktur einer Gravitationsanomalie entspricht. Man kann hinzufügen, dass im Falle gewisser ungünstiger Dichteverteilung wichtige Strukturen ohne bemerkbare Gravitationswirkung vorhanden sein können. Glücklicherweise sind solche Fälle verhältnismässig selten, und eine Interpretation auf Grund der normalen Dichteverteilung gibt meistens zufriedenstellende Ergebnisse. In manchen Fällen macht selbst die Schwereanomalie den Interpret darauf aufmerksam, dass die Dichteverteilung eine aussergewöhnliche ist. Ein Beispiel dafür ist das in Abb. 4 gezeigte Gravitationsminimum. Wollten wir diese Schwereanomalie nach der normalen Dichteverteilung interpretieren, so sollten wir zwei, gegeneinander verschobenen Mulden annehmen, die durch eine relativ schmale Wand getrennt sind. Das Vorhandensein einer solcher Struktur ist jedoch unwahrscheinlich. Nehmen wir aber an, dass die Dichte der tiefer liegenden Schichten geringer ist als die Dichte der höher liegenden Schichten, so wird die Interpretation zu zwei „en échelon“ liegenden Falten (Antiklinalen) führen, die mit einer relativen Depression getrennt sind. Diese Erklärung ist schon eine geologisch annehmbare, wahrscheinliche Annahme.³

Wie die oben angeführten Beispiele zeigen, sind Überraschungen bei, in geologisch unbekanntem Gebieten durchgeführten Forschungen immer möglich und es ist deshalb wichtig in solchen Fällen jede zugängliche geologische Angabe anzuschaffen und dieselbe bei der Interpretation der Resultaten von Drehwaagemessungen in jedem einzelnen Falle sorgfältig zu erwägen. Falls das Anschaffen von geologischen Angaben gar nicht oder nur in beschränktem Masse möglich ist, so ist es ratsam neben Drehwaagemessungen für einige der Schwereanomalien auch seismische Messungen durchzuführen.

Interpretationen der Resultate von Drehwaagemessungen, die ohne Berücksichtigung von geologischen Angaben, und ohne Rücksicht auf geologischen Umständen durchgeführt waren, (die man „geometrische“ Interpretationen nennen könnte) hatten in vielen Fällen gerechte Kritik ausgelöst und waren Ursachen zahlreicher Streitigkeiten, die sich auf das Zusammenwirken und auf die Arbeitsteilung von Geologen und Geophysiker bezogen haben. Diese Fragen, die bereits eine ganze Literatur haben, führen schliess-

lich zu den Problemen der Geologen- und Geophysikerbildung und überschreiten die Rahmen dieser Arbeit. Ich möchte mich mit diesen Fragen bei einer anderen Gelegenheit beschäftigen.

IRODALOM. — LITERATUR.

1. L. F. Athy: Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists January, 1930.
2. A. Belluigi: Particolari Aspetti Gravimetrici Di Alcuni Nuclei Subpadani. Gerlands Ergänzungshefte für Angewandte Geophysik. 1932. Band 2.
3. S. Discussion by O. L. Brace of Blau's paper „Interpretation of Geophysical Data“. The Oil Weekly. Apr. 26. 1937.

ADATOK PILISMARÓT KÖRNYÉKÉNEK KÖZETTANI ISMERETÉHEZ.

(1 geológiai térképpel és 1 mikrofotográfiai táblával.)

Irta: *Dr. Szűcs Mária.*

DATEN ZUR KENNTNIS DER ERUPTIVEN GESTEINE DER UMGEBUNG VON PILISMARÓT (UNGARN).

Von *Mária Szűcs.*

Es wurde ein etwa 12 km² grosses Gebiet von dem W Rande des Dunazug-Gebirges vom geologischen und petrographischen Gesichtspunkte aus untersucht. Die mitgeteilten geologischen Daten waren grösstenteils unbekannt. Eruptive Gesteine sind nur südlich und südwestlich von der Gemeinde Pilismarót und im Malompatak-Tal in grösseren Massen zum Vorschein gekommen. An der Oberfläche spielt der Löss und der Nyirok* eine wichtige Rolle.

Die effusiven Gesteine behandelt sie in 3 Gruppen geteilt: 1. Hypersthenführender Amphibolaugitandesit und 3. Agglomeratische Pyroxenführender Amphibolandesittuffe.

In einigen Andesiten fand der Forscher Sandstein- und Amphiboliteinschlüsse. In den letzteren sind Hornblende, Biotit, Apatit Plagioklas, Mikroklin, xenomorpher Quarz, Titanit und Ilmenit bestimmt. Der Quarz ist höchstwahrscheinlich sekundär. Dieser Amphibolit-Einschluss stammt aus grösserer Tiefe, an den Rändern hat sich Epidot gebildet.

1. Hypersthenführender Augitandesit.
2. Pyroxenführender Agglomerattuff.
3. Hypersthenführender Hornblende-Augitandesit.
4. Hypersthenführender Hornblendeagglomerattuff.

A Szentendre-Visegrádi hegységnek alább ismertetendő területe ÉNy-i irányban esatlakozik az általam már leírt Dömös környéki hegység részéhez. Határai: ÉNy-on Bitóci-patak, Ny-on az O-hegy, Keskeny völgy és Hamvaskő vonala, D-en Disznóshegy (357 m) és a Hosszúhegy É-i része (383 m.) K-en Kövespatak s ÉK-en Pilismaróti-országút vonala.

Úgy földtani, mint kőzettani szempontból több kutató foglalkozott már a Dunazughegység e részével. B e n d a n t i csak általános ismertetést közöl. S z a b ó⁷ a terület földtani ismertetését nyújtja. S t a c h e⁸ geológiai jellemzésén kívül kőzettípusokat is említ. Legrészletesebben e területrészekkel K o e h A.⁴ foglalkozott, aki munkájához földtani térképet is mellékel, melyen már a kőzetek térbeli eloszlását is feltüntetvi vázlatosan.

A körülhatárolt terület nagy részét *hiperszténtartalmú augitandezit- és hiperszténtartalmú amfibolaugitandezit agglomeratumos tufája* borítja. Szálban álló tömeges eruptivum csak a hegység peremén, közvetlenül Pilismaróttól D- és DNy-ra és a Malompatak mentén kerül felszínre. A hegység rész ÉK-i lejtőjét, valamint a Nagy-Bábod (Hábod) és Szekrényhegy felületét vastag lösz takaró borítja, amely különösen a hegység É-i lábánál, útmenti- és patakfeltárásokban 5—6 méteres vastagságban jelentkezik. A hegylejtők egy részét az andesitből átalakult *nyirok* fedi.

A terület képződményeit a következőképpen csoportosíthatjuk: 1. hiperszténtartalmú augitandezitek, 2. hiperszténtartalmú amfibolaugitandezitek, 3. agglomeratumos andezittufák, 4. lösz, 5. nyirok, 6. alluvium.

A vidék nagy részét erdő borítja, ami meglehetősen megnehezítette a kőzettani kutatást, mert csak a felszíni erdőtalajból kiálló andezittömbök szolgálták útmutatásul a kőzetminőségre nézve.

Tömeges *hiperszténtartalmú augitandezit* közvetlen a falu alatt levő n. n. Bábodi (Hábodi) hegyen levő kőfejtőkben található. A nagyobbik bányá kb. 24 m-es feltárásának andezitjén úgy táblás, mint gömbhéjjas elválás jól megfigyelhető. E tömör andezitre 2—3 m vastagságban nyirokkal összeementezett andezitkavics borul. Ugyanez a típusú kőzet jut felszínre Miklósideákárok primitív kőfejtőjében. Itt közel egymáshoz 2 kisebb kb. 5—7 m-es feltárás van. Alul 2—3 m vastagságban tömör, üde szürkésfekete, bazalthoz hasonló hiperszténtartalmú augitandezit van, melyre mállott agglomeratumos hiperszténtartalmú amfibolaugitandezit és e fölé nyirok borul.

Tömeges andezitot még a Malompatak mentén húzóóó természetes patakfeltárásban találtam, egyes helyeken a kőfejtés itt is megindult; jelenleg szünetel. E kőzet világosszürke, mélyebb szintben üde *hiperszténtartalmú amfibolaugitandezit*. A feltárás tetején 2—2¹/₂ m-es vastagságban itt is mállott agglomeratimmeszerű takaró, majd nyirok borul az andezitre.

A tufaterület egyhangúságát csak a patak- és útamenti s

A kőzet szabad szemmel tekintve fekete, sötetszürke színű és igen tömör. Helyenkint színe az elváltozás különböző foka szerint eltérő. Így a Miklósdeák-völgyi feltárás tetőrégiójában lilás-szürke. Az elváltozott kőzetek poroszusak és érdes tapintásúak. Az alapanyag uralkodó mennyiségű. A porfiros ásványok túlnyomó része 0,7—2,5 mm-es földpát, alárendeltebb szerepűek a fénylő fekete piroxének. Átlagos méretük 0,5—4 mm. Már szabadszemmel is jól megkülönböztethetők a keskeny hipersztén oszloposcskák a zömök kristályokban megjelenő augittól.

Az alapanyag szerkezete hipokristályos néha interszertális, gyakran fhdialis. A földpát mikrolitok lécalakúak, vagy p helyszerűek. Extinkció-értékek alapján andezimnek bizonyultak, tehát jóval savanyúbbak, mint a porfiros földpátok. A femikus mikrolitok nagy része hipersztén; keskeny oszloposcskái jól észlelhetők a harántbefűződések és hasadási vonalak. Az angit apró szemcséket alkot. A magnetit sűrűn egyenletesen, porszerűen elhintve jelenik meg; néhol szabálytalan alakú halmazokba tömörülve. Az apatit apró tűk alakjában jelenik meg az alapanyagban, (alapanyag mennyisége 53%).

A porfiros földpátok leginkább oszlopos vagy (010) szerint táblás kiképződésűek. Gyakran szabálynélküli csoportokba tömörülnek. Ikerképződésük főként albit-karlsbadi; gyakran kettősiker. Néha periklin ikrek is előfordulnak. Penetrációi ikrek is felismerhetők. Konjugált szimmetrikus kioltási értékek a kettős ikreknél:

1 és 1' = ± 20°	2 és 2' = ± 32° = 60 % An
1 és 1' = ± 18°	2 és 2' = ± 34° = 63 » »
1 és 1' = ± 24°	2 és 2' = ± 39° = 76 » »

Tehát *labradorit* és *bytownit* sorúak.* Zónás kiképződés gyakori, belül bázisosabb maggal. Gyakran észlelhető, hogy a mag lapdúsabb, mint a külső zónák. A jelenség magyarázata az, hogy a kristály növekedése nem egyenlő gyorsaságú s emiatt a gyorsabb növekedés irányában lap-kiküszöbölődés áll elő. Hyeu lapszelektióra kifelé savanyodó plagioklászoknál gyakran találunk példát.⁵

Rekurrens zónásság maximálisan 6—7-szeres rekurrenciával jelentkezik. Elváltozásuk és a zárványaik elrendeződése is legtöbbször zónális. Gyakori az alapanyag, továbbá más, orientációjú földpát-, folyadék- és gázzárvány. Kevés piroxén, magnetit és apatit is előfordul zárványként. Vegyi elváltozásuk különböző. Legnagyobb mértékű a kaolinosodás, mely kisebb-nagyobb foltokban jelenik meg. Kalcitosodás főleg a Bábodi-hegy kőzeteiben figyelhető meg. Főként a plagioklászok központi részében, repedések mentén, korrozióanal beöblösödésekben és üregekben jelenik meg a kalcit.

A földpátban lévő pennin-fajta klorit apró szferoilitokban, vagy rost-halmazokban jelenik meg. Színe zöld vagy zöldessárga, anomális kettőtörésű. Optikai tengelyszög kiesiny. (Földpát mennyisége: 34%).

Az augit és hipersztén mennyisége ingadozó, az augit hol több, hol kevesebb a hiperszténnél. (Együttes mennyisége: 9%).

Az *augit* kristályai általában zömök, idiomorf oszlopok. A hiperszténnel és földpáttal változatos esoportokat alkot. A hiperszténnel összenő. Néha keskeny keretszerűen veszi az augit a hipersztént körül. Nagyobb egyénein magmatikus korrozio és rezorpcio észlelhető. A Bábodi-bányából származó andezitekben diopszidosaugit fordul elő. Extinctio értékeik: $ng \angle c = 38^\circ - 45^\circ$ között váltakozik. Ikerképződés (100) szerint és penetrációsiker dőmalap-szerint gyakori. Zárványként igen sok magnetitszemesét, földpáttot, más orientációjú augitot és hipersztént zár be. Egyeseket repedések, töredezesek járnak át. Elváltozása: ércesedésben és kalcitosodásban nyilvánul. Másodlagosan a hiperszténnel együtt amfibolból képződik. A majdnem teljesen elváltozott és resorbeálódott amfibol (1,2%) helyét különféle bomlási termékek — főleg klorit — foglalják el. Kívül pedig koszorúszerűen apró magnetit szemesék, augit és hipersztén kristálykák veszik körül. Hasonló jelenséget figyel meg és írt le részletesen Lengyel¹⁶, valamint Gnlyás⁷ a hegység más részében.

A *hipersztén* legtöbbször a „c” tengely irányában megnyúlt oszlopokat alkot. Sok a töredék-kristály is. Pleochroizmus: n_g rózsaszín, n_m : halványzöld, n_p : sárgászöld. Zárványként magnetit tartalmaznak, szabálytalan szemesékben. Néha az oszloplap élével \parallel helyezkednek el a szemesék. Kloritosodásuk különböző mértékű, de általános. Legjobban a harántbefűződések és terminális részeken figyelhető meg. A kisebb kristályok teljesen kloritosodtak. Ércesedés a repedések mentén és a kristályok peremén indul meg, néha széles, összefüggő keretként veszi körül a kristályokat. A magnetit kíséretében limonit is megjelenik, mely nemesak az illető kristályt, hanem a környező alapanyagot is színezi. A serpentinésedés kismértékű. A serpentinfajta erős fénytörésű narancsvörös színű, iddingszit.

A *magnetit* változatos alakú halmazokat alkot. Bomlási terméként vörössárga limonit kíséri.

Kalcit főként kőzetrepedéseket, kisebb üregeket tölt ki. Ritkán a porfirós földpát, hipersztén vagy augit repedéseiben fordul elő.

A Bábodi kőfejtő andezitjében gyakoriak az *exogén zárványok*. Így előfordul homokkő-zárvány is. Az alábbiakban ismertetendő homokkőzárvány 3—4 mm széles és 6 cm hosszú barnássárga színű, érdestapintású. Helyenkint a klorit és limonit által halványzöldesre és vörössárgára színesül. Uralkodólag 0,08—0,2 mm-es, legömbölyödött *quarc*-szemesékből áll. A *quarc*-szemesék igen zárványdúsak. Zárványként: apatit oszlopok, alapanyag, libellás folyadékösöppök és negatív kristályok fordulnak elő. A *földpát* kisebb méretű, mint a *quarc*, esupán helyenként 0,2—0,4 mm. Erősen elváltoztak, sok zárvánnyal. Kevés *piroxén* is van rezorbeált

kristályroncsokban, melyeket érekeret és ezzel kapcsolatos limonit szegélyez. Parányi *zirkon* szemcsék és *rutil* kristálytöredékek és tűk fordulnak elő. A *kötőanyag* világosbarna, agyagos és limonitokloritos bomlási termékekkel. Parányi *sericit*-pikkelyek is előfordulnak.

2. Hipersztéutartalmú amfibolaugitandezitek.

E csoportba a *Malompatak* mentén levő feltárásokból gyűjtött kőzetek tartoznak.

Holyásszürke, világosszürke, hamuszürke, porózus kőzetek. Ásványaik közül legszembetünőbbek a jó hasadási felületű *amfibolok*. Oszlopos kristályai 2–8 mm-esek. Színük az elváltozás miatt rozsdabarna, ilyenkor az alapanyag is körülötte vörösbarnára színtüvé vált a limonittól. A *piroxének* 0,3–2 mm karesű oszlopokat alkotnak. A *földpát* mindenütt uralkodó, de az elváltozott kőzetekben sokszor alig lehet megkülönböztetni az alapanyagtól. Legtöbbször sárgásfehér vagy fénytelen. Nagysága ritkán haladja meg a 2 mm-t. A kőzet likaesokat, vörös limonit, zöldessárga klorit, néha kékeszínű szublimációs termék béleli.

Az *alapanyagot* sárgászöldre vagy vörösbarnára festi helyenként az infiltrálódó klorit és limonit. Mennyisége kb. egyenlő a porfiroz ásványokéval. Szerkezete hipokristályos, hialopilités, helyenként fluidális. Néhol felzites. A mikrolitok között igen sok a lécalakú vagy pelyhszerű földpát. Nagy számmal találunk apró magnetit szemcséket is, melyek helyenként nagyobb csoportokká tömörültek. A piroxén és amfibol mikrolitok parányi oszloposkákat alkotnak, melyek nagyrészt kloritosodtak és éreesedtek. Vas-hidroxidtól gyakran rozsdabarnára színeződtek. (alapanyag mennyisége: 49%).

A porfiroz ásványok közül a *földpát* az uralkodó. Rendszerint (010) szerint táblás, vagy a „c” tengely szerint oszlopos. Terminális részén gyakran legömbölyödött. Legtöbbször poliszintetes albitiker. Optikai tulajdonságaik alapján *Jabradorbytownit* és bázisos *bytownit*-nek határoztam meg. Úgy az izomorf, mint a rekurrens zónásság gyakori. Az egyes zónák mentén alapanyag gázzárvány ritkán magnetit szemese figyelhető meg. A magnetitet limonit kíséri. Ezenkívül folyadék, üveg és apatit, piroxén, amfibol nagyon ritkán cirkon található zárványként. A magmatikus korrózió néha oly nagyfokú, hogy csak foszlányok maradtak meg egyes kristályokból. Sok kristály töredezett és benne a repedési vonalak hálószerűen lépnek fel. Gyakori a kaolinodásuk. (Földpát mennyisége: 31%).

Az *amfibol* jelentékeny szerepet játszik. Leginkább a „c” tengely szerint megnyúlt, a végein legömbölyödött oszlopokat képez. Magmatikus rezorpció miatt kristályaik széle néha foszlányos. A kisebbek nagyjából izometrikusak, sok közülük teljesen éreesedett. Gyakoriak a (100) lappár szerinti poliszintetikus ikrek. Ritka a

penetrációs iker. A többi alkotó résszel: földpáttal, hipersztémel, angittal külön-külön és együtt is csoportot alkot. Zónás kristályegyenek elég gyakoriak. Az egyes zónák aránylag szélesek, ami viszonylagosan hosszabb idejű kristályosodásra vall. Néha az ércesedésük zónánként megy végbe. Ilyenkor belső részük aránylag üde amfibol, erre egy elváltozottabb zóna következik, melyet újra üdebb zóna vesz körül, majd az egészet vasérek-keret zárja körül. Pleochroizmusá általában erős: n_g : vörösbarna, sötétbarna n_m : világosbarna, n_p : világosbarnás. Fajta szerint: barna amfibol ($n : c = 13^\circ - 14^\circ$). Zárványként: magnetit, földpát és piroxén jelenik meg. A korrózió és rezorpció miatt kisebb-nagyobb beöblösödések keletkeztek, majdnem minden egyéneken. Ezeket az üregeket azután alapanyag, érc, földpát és piroxén tölti ki - részben vagy egészben. Elváltozásuk többféle. Fokozottabb ércesedésnél már az amfiból belső része is kezd ércesedni. Magnetit, limonit kevés hematit foglalja el a centrális részt. Vannak olyan elbomlott amfibolok is, melyek alakját már csak magnetitpszudomorfóza őrzi. Megfigyelhető piroxénesedésük is. Az ilyen kristályokat koszorúszerűen veszik körül az elváltozás fokának megfelelően piroxén- és a vele kapcsolatos magnetit szemesek. Szerpentinésedés és kloritosodás is előfordul. (Amfibol mennyisége: 11%).

A *hipersztén* ritkán idiomorf. Legtöbbször töredékekben vagy legömbölyödött kristályokban jelenik meg. A hasadási és harántelválási vonalak sűrűn járják át. A „c” \perp metszetben a hasadási vonalak által alkotott hálózat jól látható. Protoklázis gyakori. Pleochroizmusuk: n_g : zöldesszürke, n_m : szürkésrózsaszín, n_p : vörösszürke. Elváltozása a harántbefűződés mentén és oszlopok végein figyelhető meg. Elváltozási termékeik: klorit és limonit, mely kisebb-nagyobb szélességben infiltrálja a környezetet. Zárványai: magnetit, alapanyag, gáz és földpát. (Hipersztén mennyisége: 4%).

Az *augit* zömök oszlopokat, vagy izometrikus szemeséket alkot. Sok az apró töredék kristály is és a másodlagosan keletkezett aprószemesek. Ikerképződésük (100) szerint történik. Helyenkint dús magnetitkiválás kíséri. Korrózió és protoklázis gyakori. Kémiai elváltozásuk a hiperszténéhez hasonló. (Augit mennyisége: 2%).

A *magnetit* 0,2–0,4 mm-es oktaéderekben, nagy halmazokban jelenik meg. A hipersztén oszlopélei mentén nagyobb legömbölyödött szemesékek fordul elő, ami genetikai összefüggésükre vall. Az alapanyagban elsősorban nagy mennyiségben van. Sokszor nagyobb magnetitegyént apró szemesek vesznek körül. Legtöbbször rozsdabarna, limonitkerettel szegélyezetttek.

Az *apatit* főként zárványként jelenik meg barnás vagy zöldes, maximálisan 0,7 mm tú alakú kristályaival.

E kőzetek zárványai közül említésre érdemes egy 3 cm széles és 7 cm hosszú *mélyégi zárvány*. A zárványdarabot kívülről keskeny 1–2 mm-es *epidotos kéreg* veszi körül, amely reakció termé-

keknek látszik. Maga a zárvány egyébként sötétszürke színű, parhuzamos rétegzésű, ami kristályospala külsőt kölesönöz. Az ásványalkatrészek 1 mm-nél jóval kisebbek, de az elválási lapokon is megfigyelhető sok apró, selymesfényű *amfibol* prizma. A peremen közvetlenül az epidot kéreg szomszédságában fénylő ére szemcsék is megfigyelhetők. A zárvány uralkodólag *amfibolból*, *biotitból*, *apatitból* és *földpátból* áll. Az *amfibol* alakja xenomorf, legtöbbször a rendelkezésre álló teret tölti ki. A színe zöldes vagy vörösesbarna. Az *apatit* 0,03—0,09 mm zömök oszlopos, gyakran hatszögű keresztmetszet, sokszor legömbölyödött szemese. Nagyobb oszlopain haránt elválások is észlelhetők. A fénytörése magas. Néha zárványként más orientációjú üde, idiomorf apatitkristálykát zár be. A *biotit* 0,04—0,1 mm kristályai lemezesek, kitünő hasadási irányokkal. Erős pleochroizmussal, néha szétforgácsolttal. A *földpát* közel parallel extinkeiájú nagyrészt *oligoklasz-andezin* sorú. Egyes szemecékben mikroklín-szerű ikerrács figyelhető meg. Kevés xenomorf *quarc* is észlelhető. A *titanit* 0,02—0,08 mm legömbölyödött szemesei rendszerint opák érchez kapcsolódnak s ezzel együtt alkotnak csoportokat. Meghatározás szerint az ére *ilmenit*, mely kristályvázakat alkot. A kiválási sorrend a következő: először vált ki az idiomorf alakú apatit, azután a hipidiomorf biotit, földpát, majd legvégül *amfibol*, *titanit* és az ére. A *quarc* minden valószínűség szerint szekunder. A zárvány külső megjelenése és ásványos összetétele alapján apatitdús *amfibolit*nak tekinthető, melyet nagyobb mélységből szakított fel a feltörő magma. Teljes rezorpciójára azonban nem került sor, csupán a széleken keletkezett a zárvány és lezáró magma kölesülhatására epidotdús reakció-termék.

3. *Agglomeratumos andezittufa.*

Területem legnagyobb részét *agglomeratumos andezittufa* borítja. A legszebb feltárásai a patakok és kocsintak menti falakban vannak. Az erősen mállott vörösseszürke színű kötőanyagban kisebb-nagyobb agglomerát-darabok vannak bezárva. Az agglomerát-darabok különböző alakúak, hol gömbölyűek, hol szegletesek, hol hosszúkásak.

A *kötőanyag* világosszürke vagy vöröses-barnásszürke, mállott porozus, agyagos ásványtufa. Benne lévő ásvány töredékek annyira elváltoztak, hogy sokszor nehezen ismerhetők fel. Uralkodólag *üregbázisból* áll, mely utólag nagy mennyiségű, helyeszerű kezdetleges kristályokká alakult át. Porfiros ásványai: földpát, *amfibol*, *hipersztén*, *angit*. A *földpát* 0,1—0,6 mm nagyságú töredékekben jelenik meg, helyenkint mozaikszerű csoportokban. Ikerképzés és zónásság gyakori. Kaolinosodásuk nagyfokú. Az *amfibol* ércesedett, vagy epidosodott apró töredék kristályokban, a *hipersztén* és *angit* kloritos és limonitos. Vöröses színű. *Magnetit* apró szemecéket alkot.

A bezárt agglomerát darabok:

a) *hiperszténtartalmú augitandezit*. Megjelenésében hasonló a tömör angitandezithez, de elváltozása nagyobb fokú. Különösen nagymértékű a femikus alkotórészek ércesedése. Ez a típusú agglomeráttufa a terület É—ÉNy-i részén (Disznósh., Középh., Ó-hegy, stb.) található. Bagoly hegyről gyűjtött agglomerát darabok finoman likaesosak. A 0.05—1 mm átmérőjű porusokat halványzöldes szerieit béleli, mely hajlungó lemezeivel a felülethez illeszkedik.

b) *piroxéntartalmú amfibolandezitek*. A Hosszú-hegy lejtőin és a terület D-i részén fordul elő. Világosszürke, vagy vörösseszürke színű kőzetek. Porfiros ásványa földpát (2—3 mm) *amfibol* (4—5 mm), *piroxén* (0.5—2 mm). A kőzet likaesos s elváltozott. Az apró porusokat világos zöldessárga kéreg béleli.

Az *alacsonyag* szürke, sokszor limonittól vörösre festődött. Az üvegállomány uralkodó. Hialopilités, néhol fluidális szerkezetű. A mikrolitok között sok a parányi földpát-léc, továbbá az ércesedett amfibol- és piroxénszemese. Magnetit apró szemecskékben és szabálytalan csoportokban jelenik meg. (Alapanyag mennyisége: 50%).

A porfiros *földpátok* ritkán idiomorfok, gyakran protoklasztosak. Széleiken rezorbeálódtak és helyüket alapanyag vagy különböző bomlási termékek foglalják el. Ikerképződésük albit és karlsbadi törvények szerint gyakori. Optikai tulajdonságuk alapján túlnyomólag *bytownit* sorfaknak bizonyultak. Nagymennyiségű zárványt tartalmaznak. Legtöbb az alapanyag, földpát és apatit. Az apatit tűket vagy zömök halmazokat képez. Zónák mentén sok üveg és folyadék-zárvány helyezkedik el. A kaolinosodás igen előrehaladott. Klorit egyes kristályok belsejében, repedései mentén sárgászöldes színű rostokban fordul elő. (Földpát mennyisége: 33%).

A barna *amfibol* leginkább kristálytöredékekben, szétforgásoltan jelenik meg. Színe zöldesbarna, sárgászörösesbarna. Pleochroizmusa erős. Angittal, hiperszténnel néha párhuzamosan nő össze. Zárványként sok magnetitet és földpátot tartalmaz. Elváltozása változatos. Átalakul ércé, piroxénné, de serpentinésedése is gyakori. (Amfibol mennyisége: 8%).

A *hipersztén*: karesű oszlopos kristályokat alkot. Juxtapozíciós és penetrációs iker gyakori. Harántbefűződések és repedések mentén ércesedett, limonitosodott vagy kloritosodott. Zárványai: földpát, magnetit, augit és más orientációjű hipersztén. (Hipersztén mennyisége: 3%).

Az *augit* mennyisége változó. A Szalay-kút (Hosszúhegy) és Delelőhid környékén vagy egyáltalában nincs vagy pedig egész elenyésző mennyiségű. Zömök oszlopokat alkot. Sok ére kiséri általában. Elváltozása a hiperszténéhez hasonló.

* * *

Munkám befejezéséül hálás köszönetet mondok az Országos Ősztöndíjtanács Nagytekintetű elnökségének, amiért a kutatások

külső munkálataihoz szükséges anyagi támogatást megadta. Egyben köszönetet mondok professzoromnak, Dr. Szentpétery Zsigmond ásvány- és földtani intézeti igazgató úrnak, ki a vizsgálataimhoz szükséges eszközök használatát engedélyezte és munkámban tanácsaival támogatott.

Szeged, Egyetemi Ásvány- és Földtani Intézet.

1937. szeptember hó.

IRODALOM. — SCHRIFTTUM.

1. Beudant F. S.: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris 1822.
2. Szabó József: Földt. Közl. XXV. k. Bpest. 1899.
3. G. Stache: Jahrb. d. k. k. Reichsanst. 1866. III. Heft.
4. Koch Antal: A Szt. Endre-Visegrádi és a Pilishegység földtani leírása. M. k. Földt. Int. Évk. I. Pest 1871. Geologische Beschaffenheit d. am rechten Ufer gelegenen Hälfte der Donau-trachitgruppe (St. Andrä—Visegrader Gebirgstock nahe Budapest. Tud. Akad. kiadv. 1876.; A dunai trachitesoport jobbparti részének földtani leírása. M. Tud. Akad. Math. Term. oszt.-nak kiadv. Bpest. 1877.
5. vitéz Lengyel Endre: Adatok a zónás plagioklászokhoz I. Földt. Közl. 1927. LVII. k.-ból. Adatok a zónás plagioklászokhoz. II. Földt. Közl. 1928. LVIII. k. Bpest.
6. vitéz Lengyel Endre: Adatok az Apátkút-völggyi petrográfiai ismeretéhez. Szeged, 1923. Bány. és Koh. lapok. 1927. p. 1—6.
7. Gulyás István: A Szt. Endre—Csikóvár környékének közettani viszonyai 1931. Kecskemét.
8. Maria Szűcs: Die petrographischen Verhältnisse der Umgebung von Dömös. Acta Chem. Min. et Physica. Tom. IV. Fasc. 3 (p. 157—170) Szeged, 1935.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG.

1. Kalcitosodott földpát, hiperszténtartalmú augitandezitből + Nic. 100×.
2. Kalcitos beszüremkedés hiperszténbe; az alapanyagban kaleit folt; hiperszténtartalmú augitandezitből. + Nic. 61×.
3. Zónás amfibol, hiperszténtartalmú augitandezitből. || Nic. 55×.
4. Homokkőzárvány, hiperszténtartalmú augitandezitből. || Nic. 54×.
5. Mélységi zárvány, hiperszténtartalmú amfibolandezitből. || Nic. 100×.
6. Mélységi zárvány, hiperszténtartalmú amfibolandezitből. || Nic. 207×.

A PLEISZTOCÉN LÖSZ A KÁRPÁTOK MEDENCEJÉBEN.

Irta: *Dr. Bulla Béla.**

DER PLEISTOZÄNE LÖSS IM KARPATHENBECKEN.

Von *Dr. B. Bulla.***

Unsere Auffassung über die Rolle der staubführenden, annähernd O-lichen, trockenen und der lössdenudierenden W-lichen Winde erklärt einwandfrei die Lösslosigkeit der Westhänge, lässt sich aber keineswegs zur Erklärung des Lössmangels an den vom Regen nicht bestürmten, annähernd O-lichen Hängen und in den geschlossenen Becken heranziehen. Es ist nämlich Tatsache, dass im Transdanubischen Mittelgebirge und in den N-lichen Randgebirgen des Alföld auch die annähernd O-lichen Hänge in sehr verschiedenem Mass verlössst sind. Zur Beleuchtung dieser Frage ist die Kenntnis des maximalen Abhangswinkels der verschiedenen gebirgsbildenden Gesteine, sowie des physikalischen und chemischen Verhaltens des Liegenden des Lösses erforderlich. Die Steile des Hanges hängt im allgemeinen von drei Faktoren: 1. Von der wasserdurchlässigen oder wasserundurchlässigen Beschaffenheit des Gesteins, 2. von der Plastizität und — inofern von Sedimentgesteinen die Rede ist — 3. von der Lage der Schichten ab. Unsere Lössen bildeten sich an den annähernd O-lichen Hängen der Alfölder Randgebiete und der Transdanubischen Mittelgebirge, die lössbedeckte oder lössfreie Beschaffenheit der Hänge ist also vom Verhalten der Kalke, Dolomite, Tone, Mergel und Laven abhängig. In die ausführliche Erörterung dieser Frage will ich mich hier nicht einlassen, sondern verweise ich nur auf meine vor vier Jahren durchgeführten Untersuchungen, die in ungarischer und deutscher Sprache veröffentlicht wurden (53, 58). Bei dieser Gelegenheit beschränke ich mich auf die Bekanntmachung meiner Resultate. Aus spröden, harten, nicht plastischen, wasserdurchlässigen Gesteinen (Kalkstein, Dolomit) aufgebaute Hänge werden — wenn sie nicht steiler als 30—35° sind — vom Löss bedeckt. Der Winkel von 30—35° bedeutet nämlich den steilsten Hang, auf dem der herabgefallene Staub sich noch in Löss verwandeln konnte. An steileren Hängen war dies nicht möglich, weil der herabgefallene Staub vom Regen abgewaschen und vom Wind verweht wurde. Die Laven (Andesit, Basalt) sind in hohem Grad impermeabel, hart, es kann sich aber auf ihnen eine dicke Verwitterungskruste bilden, ihre Hänge sind sanft, weshalb die Lössdecke auf ihnen hoch emporsteigen kann (Donauwinkel-Gebirge, Velenceer Gebirge).

Die Auswirkung der Abhangsformen des Grundgebirges auf

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1937. IV. 7-i szakülésén.

** Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellschaft am 7. IV. 1937.

die vertikale Verbreitung des Lösses lässt sich nur in den höheren Teilen unserer Mittelgebirge und in den von Bergen umringten, höheren Becken studieren, weil der Löss hier unmittelbar auf dem Grundgebirge lagert. Ganz anders ist die Lage zu Füßen der Gebirge. An den Randgebieten der Keszthelyer, Bakony, Vértes, Börzsöny- und Mátra-Gebirge lagerten sich die Sedimente des neogenen Meeres in grosser Mächtigkeit ab. Im Balatonhochland und dem Vértes-Gebirge dringen pannonische Tone und Sande bis zu einer Höhe von 300—350 m ü. d. M. hinauf, im Donanwinkel-Gebirge füllen oligozäne Mergel und Tone, in den Randgebirgen des N-lichen Alföld mediterrane, sarmatische und pannonische Schichten die Becken aus und bedecken die niedrigeren Hänge. Diese impermeablen Tone und Mergel verhielten sich im Laufe der Eiszeiten



Fig. 1. ábra. Csatárka, Szépvölgy, Óbuda, Lössanyaggal kevert húzódtörmelék a budai márgán. — Gekrieh mit Lössmaterial auf dem Budaer-Mergel im Szépvölgy, Óbuda. Phot.: B. Bulla.

dem Löss und der Lössbildung gegenüber sehr eigenartig. Es ist auffällig, dass an den regen- und windschattigen, annähernd O-lichen Hängen und in den Becken der Budaer Berge fast ausschliesslich nur Budaer Mergel und Kisceller Ton anzutreffen sind, Löss aber kaum. In den geschlossenen, inneren Becken hingegen die Lössdecke so mächtig ist, dass Hanshofer (59) die Budaer Berge nicht mit Unrecht als ein verlössstes Gebirge bezeichnete,

Solche lössfreie Mergel- und Tongebiete sind die Csátárka, Szépvölgy genannten Gebiete, der grösste Teil des Húvösvölgy, die Talung zwischen dem Kleinen- und Grossen Sváb- (Schwaben-) Berg, das Sasad, das Farkasvölgy und viele Teile der S-lichen Abhänge des Svábhegy. Solange die Abhänge dieser Mergel und Tone nicht steiler als 30° sind, ist das Fehlen des Lösses kein Problem. Am auffälligsten ist aber gerade die Tatsache, dass diese Randtalungen sehr sanft abfallende Gebiete sind. Hänge mit $20\text{--}25^\circ$ sind nur in der Nähe der Abhänge des Grundgebirges zu messen, sonst liegt die Steile der Hänge nur $5\text{--}10\text{--}15^\circ$ und dennoch sind sie lössfrei.

Die Rutschungen an den Remete- und Tabor-Bergen sind schon seit langer Zeit bekannt. Nach A. Vendl (60) liegt die Ursache dieser Rutschungen daran, dass der mit Löss bedeckte, abschüssig gelagerte Kisceller Ton von den durch den Löss sickern den Niederschlagswässern durchnässt, seine Standfestigkeit herabgesetzt wird, so dass der Ton samt dem auf ihm lagernden Löss längs der Fläche des maximalen Hanges — besonders wenn noch dazu sein unterer Abschnitt gestört wird — in bogenförmigen Sektoren abrutscht. Die Annahme lag auf der Hand, dass ein ähnlicher Vorgang die Ursache der Lössfreiheit der Mergelgebiete sein könnte. An den Mergelhängen konnten jedoch die charakteristischen Formen der Rutschungen nicht entdeckt werden. Es musste eine andere Erklärung versucht werden, umso mehr, als auf den unter $5\text{--}10^\circ$ abfallenden Gebieten die mechanischen Grundbedingungen der das Gelände vom Löss vollkommen befreienden Rutschungen heute nicht erfüllt sind und wahrscheinlich auch in den Eiszeiten nicht gegeben waren. Die Ursache der Lössfreiheit dürfte ausschliesslich im eigentümlichen Verhalten des impermeablen Mergels liegen. Den Beweis für diese Annahme fand ich am Csátárka und in dem am unteren Abschnitt der Szépvölgyi-Strasse gelegenen, vor kurzen noch leicht zugänglichen Mergelaufschluss vor. (S. Fig. 1.) Dieser Mergel war an seiner Oberfläche in ziemlicher Mächtigkeit verunreinigt, besonders mit lössähnlichem Material. Das ganze Gemenge war in seiner äusseren Erscheinung einem eingetrockneten Schlammfluss ähnlich. Dieses Gemenge war unter, am Fusse des Zöldmál am mächtigsten, es verjüngt sich aufwärts u. liegt am Csátárka nur bereits in einer Mächtigkeit von einigen dm auf dem typischen Mergel und verschwindet noch weiter aufwärts gänzlich. Offenbar kann man in diesem Fall nicht von wiederholten, grosszügigen Rutschungen, sondern nur von einem langsamen, doch einst anhaltenden, beständigen Vorgang sprechen. Auf dem durchnässen impermeablen Mergel konnte der dorthin fallende Staub sich nicht in Löss, sondern nur in ein lössähnliches Material verwandeln. Auch dieses fand aber auf dem Mergel keinen Halt, weil der Mergel samt dem Staub am Hang ganz langsam abwärts rutschte, wobei er sich mit dem letzteren vermischte. Er floss abwärts,

solange er konnte, bis zum Fuss des Hanges, wo er eine dicke Lage bildet, die am Hang aufwärts allmählich dünner wird (58). In dieser Weise gelangte die Form der Hänge des die Flanken der Berge aufbauenden und die Becken ausfüllenden Budaer Mergels zur Ausbildung. Dieselbe Erscheinung konnte ich auch an den unter 2—5—10° geneigten, wind- und regenschattigen, pannonischen Tonhängen des Keszthelyer Gebirges beobachten. Es konnte festgestellt werden, dass diese Hänge nur an den Stellen von einer zerrissenen Lössdecke überlagert werden, wo dies die Verhältnisse des Geländes zulassen, sonst aber gleichfalls lössfrei sind. Von Rutschungen kann auch hier keine Rede sein. Das Gemisch des durchnässten Tones und das auf ihn gefallenen Staubes ist auch hier an den Füssen der Hänge anzutreffen, fiel aber grösstenteils bereits der Denudation zum Opfer, während der Rest sich grösstenteils in einen humushaltigen bräunlichen Lehm Boden verwandelte (53).



Fig. 2. ábra. A Keszthelyi-hegység lösztelen pannoniai agyaglejtői. — Die mit pannonischen Schichten bedeckten, nicht verlösteten Tongehängen des Keszthelyer Gebirges. Phot.: B. Bulla.

Es fragt sich, wie diese Erscheinung zu erklären wäre. Man kann dabei an zwei Möglichkeiten denken. Erstens einfach daran, dass der Mergel vom Regen durchnässt wurde und das an seiner Oberfläche gebildete, zähfließende Gekriech mit dem hineingefallenen Staub vermischte an den Fuss des Hanges hinabgeschwemmt wurde. Diese Erklärung ist nicht wahrscheinlich, auch dann nicht, wenn man den Vorgang auf die Eiszeit fixiert. Das Klima der Eiszeiten war nämlich trocken, die Niederschlagsarmut gross. Aus eben diesen Gründen hält auch Salomon die Bewe-

gung der Trümmerlagen während der Eiszeiten für unbedeutend. Diese Erklärung gewinnt aber auch dann nicht an Wahrscheinlichkeit, wenn man den Vorgang auf die interglaziale Zeit oder die Gegenwart beschränkt. Es ist zwar wahr, dass in diesen Zeiten der Niedererschlag ausgiebig war und das Andauern des Vorganges hätte gesichert werden können, die Pflanzendecke der Hänge aber war sehr üppig und dies hinderte in grossem Masse die Abrutschung der Trümmermasse, ausserdem wurde auch die Oberfläche so reif, dass die Bewegung des daran huziehenden Gehängeschuttes auch heute ganz belanglos ist.

Die andere Möglichkeit scheint viel wahrscheinlicher zu sein. *Eine Lössdecke konnte an den von plastischen, impermeablen Mergeln und Tonen aufgebauten, sanften Hängen darum nicht zustande kommen können, weil in den schneelosen, trockenen, kalten Wintern der Eiszeiten die Oberfläche dieser Ton- und Mergel-Hänge erfrier, in den Sommern ging wieder auf, wurde mit dem abfallenden Staub vermischt und dann infolge dieser im Winter und Sommer sich wiederholenden Vorgänge, des Erfrierens und Auftauens, dieser Zusammenziehung und Erweiterung rutschte das ganze Gemisch an den Hängen ab. Letzten Endes also entstanden hier, an diesen Hängen typische Fliesserden.* Eine Annahme der eiszeitlichen Solifluktion im Ungarischen Becken ist umso mehr berechtigt, weil gegenwärtig diese Vorgänge in den Mergel- und Tongebieten nicht mehr zu beobachten sind, da das heutige Klima dazu nicht geeignet ist. Kessler aber konnte in Deutschland eiszeitliche Solifluktionsercheinungen auch an Hängen mit bloss 1—2° nachweisen. (46). Berechtigt macht uns also Salomon (61) darauf aufmerksam, dass die Solifluktion im Laufe der Eiszeiten ein bedeutend wichtiger formausgleichender Faktor in den nicht vereisten Gebieten mit einem trockenen-kalten Klima war, als in der Gegenwart die Bewegung des Gehängeschuttes. Die Erklärung des Lössausganges von Mergel- und Tonhängen in unseren Mittelgebirgen mit der glazialen Solifluktion ist der erste Versuch zum Nachweisen dieser Erscheinung im pleistozänen Ungarischen Becken.

Ich habe die Erscheinung der glazialen Solifluktion nur am Budaer Mergel und pannonischen Ton untersucht, es gibt aber bestimmt auch andere, tonigen und impermeablen Gesteine, bei denen die Solifluktion im Laufe der Eiszeiten ebenfalls anzunehmen ist. Ich denke hier an das Verwitterungsprodukt der Andesite und Tuffe, an den vulkanischen „Nyírok“ und vor allem an den miozänen Schlier und Tone. Die Abhänge des Nógráder-Beckens, sowie die Randgebiete des Zagyva-Beckens sind nach den Beschreibungen auffallend lössfrei, während die Basis der Becken mit Löss bedeckt ist. Die östlichen Hänge des Hegyalja-Gebietes sind stellenweise auch lössfrei. Obwohl v. Hézser die Lössfreiheit der Deflation der Nordwinde zuschreibt, muss doch angenommen werden,

dass auch hier die glaziale Solifluktion eine wichtige Rolle spielte. Krebs erwähnt, und davon konnte auch ich selbst mich überzeugen, dass die sanft nach Norden einfallende Schliertafel des nieder- und oberösterreichischen Alpenvorlandes lössfrei ist. Die Ursache der Lössfreiheit ist auch hier auf die glaziale Solifluktion zurückzuführen, umso mehr, weil in der Nachbarschaft des tertiären Gebietes, auf den Terrassen überall eine mächtige Lössdecke vorhanden ist.

Von der Erscheinung und den Resultaten der glazialen Solifluktion weicht wesentlich die auch heute noch wahrnehmbare, also rezente Erscheinung der Abrutschung und des Absitzens mit ihren morphologischen Folgen ab. Die *nachträgliche Lössfreiheit der Hängepartien* von solchen Gesteinen, die zur Abrutschung geeignet sind und mit Löss bereits bedeckt waren, kann auch durch Abrutschungen zustande gebracht werden. Solche rezenten Abrutschungen können wir am Tábor-Berg (III. Bezirk von Budapest, Óbuda) beobachten. Dieselben Abrutschungen kommen auch in Transdanubien, in den mit Löss bedeckten pannonischen Tougebieten vor. V. Inkey beschrieb bereits im Jahre 1877 die Abrutschung von Derecske im Komitat Somogy (62) und erwähnte, dass diese Erscheinung in Transdanubien auch an anderen Stellen ziemlich häufig sei. V. Tóborffy erwähnt von den mit Löss bedeckten pannonischen Tonen im Komitat Tolna (63), dass bei diesen die Abrutschung häufig vorkommt. Alle diese Abrutschungen sind meistens an den Hängen der „meridionalen“ Täler in Transdanubien zu beobachten. Diese Täler wurden vom Löss nie vollkommen ausgefüllt, weil durch die Deflation und Erosion die ungestörte Lössbildung verhindert wurde. Ursprünglich lagerte der Staub nur weiter weg von der alluvialen Talebene, am Fusse der pannonischen Hänge und auf dem Plateau ab und bildete Löss. An diesen, mit Löss bedeckten pannonischen Hängen, welche teilweise unterwaschen, teilweise deflauiert waren, konnten die Abrutschungen bereits beginnen, wenn der obere Teil des Tones durch den Löss durchmässt wurde. Durch diesen Abrutschungen bekamen die Talhänge ein mehr gegliedertes Relief und wurde die Lössfreiheit der Böschungen verursacht. Es ist eine sehr wichtige Tatsache, dass diese Abrutschungen sich hauptsächlich an den, *bereits mit Löss bedeckten Hängen, vorwiegend in der Gegenwart abspielten und abspielen*, sodass wir mit ihnen als mit rezenten Denudationsfaktoren rechnen müssen. *Es ist Zweck und Ziel weiterer Detailforschungen nachzuweisen, ob das trockene-kalte Klima der Eiszeiten für die Ausbildung der Abrutschungen günstig gewesen sei, oder nicht.*

Ich glaube annehmen zu dürfen, dass die Bildung des sog. „Tallösses“ in Transdanubien auch auf die Wirkung der Abrutschungen zurückzuführen ist, welche auf den impermeablen panno-

nischen Tonen entstanden und entstehen. Die Benennung „Tallöss“ stammt von L. v. Lóczy sen.: diese Bildung ist eine geschichtete, nicht typische Lössart mit Gehängeschutt. Nach dem Alter hat v. Lóczy den typischen Löss vom Tallöss nicht unterschieden. Nach ihm ist der Tallöss von den Hängen abgewaschen, umgelagert, mit Gehängeschutt gemischt. (64.). Diese Lössart kommt in jedem Tal des mit Löss bedeckten, in Schollen zerbrochenen pannonischen Tafelgebietes südöstlich von der Richtung des Transdanubischen Mittelgebirges bis zur Mur und Drau vor. Es ist klar, dass in ihrer Bildung die Abrutschungen, ja sogar vielleicht auch die eiszeitliche Solifluktion eine wichtige Rolle gespielt haben. Und da in diesem Gebiet die Abrutschungen auch heutzutage noch vor sich gehen, *kann der Tallöss auch als eine rezente Bildung aufgefasst werden*, weil die Umlagerung des Lösses seit der Zeit der Lössbildung dauert und auch heute noch im Gange ist.



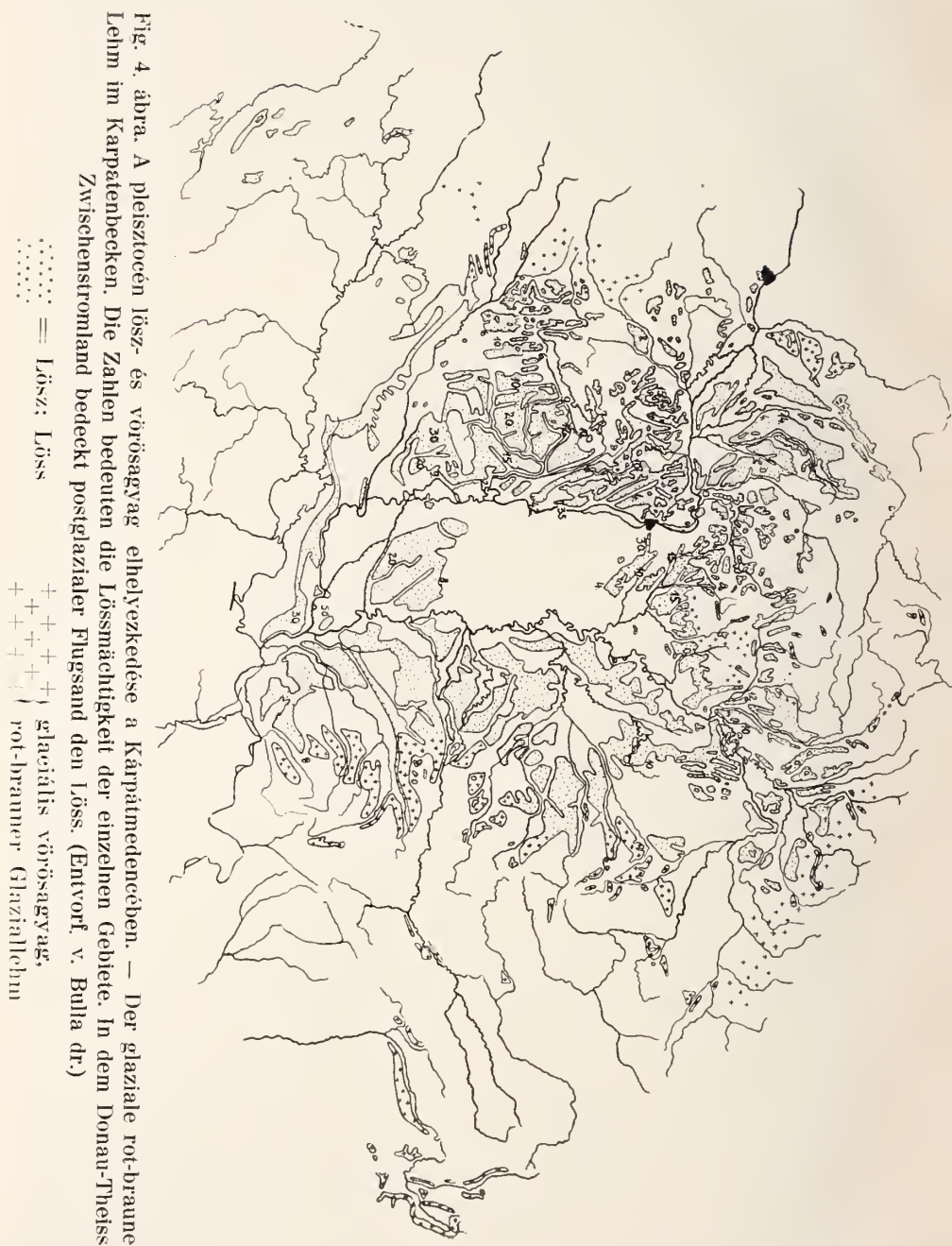
Fig. 3. ábra. Lejtörtörmelékes, rétegezett „völgyi lész“. — Durch Rutschungen umgelagerter „Tallöss“. (Phot. Lóczy dr.)

Anf Grund der bisherigen Untersuchungen und Analogien müssen wir unbedingt an jenes Glied des ungarischen Becken-Systems denken, welches am höchsten geblieben ist: an das Siebenbürgischen Becken, welches infolge der erodierenden Kräfte eine Hügellandschaft geworden ist. Dieses Becken war mit seinem Klima, seiner Flora (65.) ein wichtiger Teil der europäischen glazialen

Lösszone. In ihm waren sämtliche äusserliche Vorbedingungen einer Lössbildung gegeben, und der Löss ist hier doch sehr spärlich vertreten. v. Pávai Vajna (66) fand auf der Maros-Terrasse, neben dem Arany-Berg und auf der Terrasse von Miriszló einen zusammengewaschenen Löss, der nicht typisch war und stellenweise 9 m Mächtigkeit besass. Kormos fand in der Umgebung von Marosjuvár, Maroskece und Székelykoesárd, ferner auf den pleistozänen Terrassen von Felsőjuvár Löss. (67). Lőrenthey beschrieb von der Olt-Terrasse lössartige Bildungen, nach v. Lőczy sen. kommt der Löss in der Umgebung von Vizakna, Nagysármás und Csíkszereda, nach Koch im Medgyes, nach v. Inkey im Hát-szegger Becken vor. Tulogdy (68) und v. Szádeczky-Kardoss (69) fanden in Kolozsvár (Klausenburg), auf der Szamos-Terrasse, Roth v. Telegd in Mikeszásza Löss. Alle diese Vorkommnisse sind aber unwichtig und treten meistens nur am Rande des Beckens auf. Rungaldier, auf Grund der Beobachtungen von Defant (70), der die gegenwärtigen Windverhältnisse des Siebenbürgischen Beckens untersuchte, führt die Lössfreiheit desselben auf seine Geschlossenheit zurück. Diese Auffassung wäre ganz richtig, wenn wir auch den Ausgangspunkt annehmen könnten, was wohl nicht der Fall ist. Für mich scheint es nicht wahrscheinlich zu sein, dass das Staubmaterial der Lössen im Siebenbürgischen Becken vom Westen, aus der Grossen Ungarischen Tiefebene herkommt, wie das Rungaldier meint (47): auf die belanglose Rolle der Westwinde im Laufe der Eiszeiten auf der Grossen Ungarischen Tiefebene wurde bereits hingewiesen, sodass das Ostungarische Inselgebirge nicht als ein Hindernis betrachtet werden kann, welches das vom Westen gegen Siebenbürgen geförderte Staubmaterial aufhalten und das Becken von den westlichen Staubquellen abschliessen können hätte, weil in diesem Falle an den Westhängen des Bihar-Gebirges und der Gebirgslandschaft von Szörénység vom Westen stammende Luvlössen in beträchtlicher Mächtigkeit vorhanden sein müssten. In der Wirklichkeit kommt aber der Löss an diesen Hängen nur bis zu einer Höhe von 200 m ü. d. M. vor, die Lössdecke ist dünn und meistens zu bohnenerzführenden rotem Ton verlehnt. Es ist viel wahrscheinlicher, dass in das Siebenbürgische Becken durch die Ostkarpaten nur wenig, für Lössbildung geeignetes Staubmaterial eingeführt wurde. Die östlichen Winde der Eiszeiten häuften in Bessarabien und in der Moldau, ferner an den Osthängen der Karpaten in grosser Menge Staubmassen an, welche zur Bildung von einer mächtigen Lössdecke (stellenweise 70 m dicke Luvlössen) geeignet waren, weil diese Ostwinde durch die Karpaten zum Ablagern ihres Staubgehaltes gezwungen waren. Die nemereartigen Föhne konnten also im Becken nur wenig Staubmaterial verbreiten. In der Lössfreiheit des Beckens muss auch die Konfiguration der Oberfläche eine Rolle gespielt haben. Das energische Relief der zu einer Hüggellandschaft

erodierten Beckenausfüllungen ermöglichte es nicht, dass die Flüsse für sich breite Inundationsgebiete ausbilden, wie das in der sinkenden Grossen Ung. Tiefebene, welche die Erosionsbasis vom Siebenbürgischen Becken ist, der Fall war. Die in den engen Tälern und Inundationsgebieten abgelagerten Überschwemmungssedimente konnten nur wenig, zur Bildung von kleineren Lössflecken geeignetes Staubmaterial liefern. Die Lössen in den Inundationsablagerungen des Maros-Flusses entlang des Maros-Tales entstammen auch solchen lokalen Staubquellen (66). Solche lokale Staubquellen waren auch die Inundationsablagerungen des Olt, von denen die lössartigen, eiszeitlichen Bildungen des Fogaraser Flachlandes entstanden sind.

Die Tatsache allein, dass im Becken die Überschwemmungsgebiete keine weiten Ränne gehabt haben und das Becken selbst geschlossen war, kann die Lössfreiheit des Siebenbürgischen Beckens nicht erklären, weil in den mediterranen, sarmatischen und pannonischen Tonschichten des Beckens reichlich zur Lössbildung geeignetes Staubmaterial enthalten war. Nur durch einen komplexen Vorgang konnte es nicht dazukommen, dass aus ihrem Staubmaterial sich kein Löss bildete. Obwohl diesbezüglich noch keine Untersuchungen durchgeführt wurden, *müssen wir doch unbedingt an die glaziale Solifluktion denken*. Das kalt-trockene, kontinentale Klima des Siebenbürgischen Beckens, die Oberflächenkonfiguration, die Hügellandschaft und das häufige Vorkommen der impermeablen, plastischen, zur Ausbildung von Solifluktionsercheinungen geeigneten Tone müssen den Gedanken aufwecken, dass wir hier, in diesem Becken, mit der glazialen Solifluktion, als mit einem sehr wirksamen Denudationsfaktor zu rechnen haben. Neben den bereits erwähnten Ursachen hat wehrscheinlich diese allfällige glaziale Solifluktion die Lössbildung im Siebenbürgischen Becken verhindert. Daneben konnten aber in den Eiszeiten vielleicht auch die Abrutschungen eine Rolle spielen, da das Siebenbürgische Becken das klassische Gebiet der Abrutschungen und der Absitzen ist, obwohl diese Rolle halbwegs nicht so wichtig sein durfte, wie bei dem wärmeren, nasserem, an Niederschlägen reicheren Klima der Gegenwart, weil wir sonst die pleistozänen Terrasse der Siebenbürgischen Flüsse nicht mehr wohlherhaft vorfinden würden: sie wären durch die Abrutschungen vernichtet worden. Diese Solifluktionstheorie scheint durch die immer betonte Bemerkung der siebenbürgischen Lössforscher bestätigt zu sein, dass der Löss in Siebenbürgen nirgends typisch ausgebildet ist, es handelt sich meistens nur um lössartige umgelagerte Bildungen. Die Ähnlichkeit zwischen denen und den gemischten, durch Abrutschungen und Solifluktion umgelagerten Lössen und lössartigen Bildungen des Budaer Mergels, Kiseeller Tones und pannonischen Tones ist sehr gross, es ist wahrscheinlich, dass auch ihre Bildung auf ähnliche Vorgänge zurückzuführen



ist. Diese Meinung widerspricht der Auffassung von v. Pá vá i V a j n a. Er versucht die Verbreitung des Lösses in Siebenbürgen mit den heutigem Niederschlagsverhältnissen zu vergleichen (66). Er erwähnt, dass die siebenbürgischen Lössen in jenen Gebieten vorkommen, wo der Niederschlag 500–600 mm beträgt, er nimmt also an, dass der Löss auch in der Gegenwart entsteht. Meines Erachtens ist die Rolle des Niederschlages in Siebenbürgen heutzutage nur vom Gesichtspunkte der Zerstörung des Lösses wichtig. Der Löss konnte nur an jenen, relativ trockeneren Stellen erhalten geblieben werden, wovon ihn die Solifluktion, die Abrutschungen und andere Erosionsvorgänge noch nicht entfernt haben.

Ein ansserordentlich unklares und schwer zu deutendes Bild zeigt die zerrissene Lössdecke der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Die Verhältnisse im Gebiete nördlich von der Donau sind noch ziemlich klar. Die Lössen, welche die Ost- und Südostlänge der Kleinen Karpaten, Kleinen Fát ra, und Grossen Fát ra bedecken, sind alle durch Ostwinde angehäufte *Luvlössen*; eine einheitliche Lössdecke aber haben sie nie gebildet, wie das Rungaldier meint (47), weil die Flüsse Garam, Nyitra, Zsitva und Ipoly zur Zeit der Lössbildung bereits existierten und ihre Sedimente in den Überschwemmungsgebieten gewiss reichliches Material zur Bildung dieser Luvlössen liefern durften.

Im Gegensatz zum nördlichen Teil sind in der südlichen Hälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene nur Lössflecke vorhanden (in der Umgebung von Csorna, Pá pa, Magyaróvár und Gyór) und in der Nähe der westlichen Landesgrenze rötlich-braune Lehme, ebenfalls glazialen Alters. Die Lössfreiheit der Südhälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene hat die Aufmerksamkeit der Forscher frühzeitig geweckt. Treitz wollte die Lössfreiheit mit der Mächtigkeit der pleistozänen Erosionsvorgänge erklären (16). Diese Auffassung ist nicht anzunehmen, weil die ganze Konfiguration der Oberfläche in diesem Gebiet auf keine kräftigere pleistozäne Erosion hinweist. Die vielen, durch Deflation entstandenen Zeugen-Berge und die ebenfalls durch Deflation ausgebildete Flugsandzone in der Südhälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene weisen auf eine kräftige pleistozäne Deflation hin, welche bereits von H. Hornsitzky (32, 33) sicher festgestellt wurde. Nach v. Cholnoky hat auch Scherf (87) in der Ansbildung der Oberflächengliederung der Kleinen Ungarischen Tiefebene dieser pleistozänen Deflation eine grosse Rolle zugeschrieben, er setzte aber in Gegensatz zu v. Cholnoky die wirksamste Deflationsperiode in das Pleistozän. Ein genaueres Alter dieser Deflation hat er aber nicht angegeben. Das verwirrt Problem des Lössmangels in der Südhälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene könnte jedoch einigermaßen erklärt werden, wenn wir das Alter der pleistozänen Deflation wenigstens mit einer annähernden Genauigkeit fixieren könnten, das heisst, wenn wir diese angenommene pleistozäne Deflation geomorphologisch bestätigen können.

Dabei müssen folgende Gesichtspunkte in Betracht gezogen werden. Vor allem muss die Tatsache feststellen, dass in den Eiszeiten von dem unter hohem Luftdruck stehenden Gebiete der vereisten Alpen unbedingt heftige Westföhne auf die Kleine Ungarische Tiefebene sich herunterzogen. Sie waren trocken. Wir haben aber unbedingt auch mit östlichen Winden zu rechnen, welche jenes Staubmaterial nach die Kleine Ungarische Tiefebene gefördert haben, aus dem die Lössflecke des Gebietes sich bildeten. Dieses Staubmaterial wurde durch die Ost- und Nordost-Winde wahrscheinlich aus dem grossen Schuttkegel der Donau in der Kleinen Ungarischen Tiefebene und aus den Inundationssedimenten des Rába-Flusses und seiner Nebenflüsse ausgeweht. Die Annahme von solchen staubfördernden Ostwinden *auch in der Südhälfte* der Kleinen Ungarischen Tiefebene ist nmsomehr gerechtfertigt, weil die Entstehung der erwähnten Lössflecke durch die Westföhne gar nicht zu erklären ist. An der westlichen Landesgrenze kommen auch rote pleistozäne Tone vor, welche für diese Annahme sprechen. Aus dem herabfallenden Stauh entstand in diesem Grenzgebiet wahrscheinlich kein Löss. Der Niederschlag der auf den Osthängen der Gebirgslandschaft aufsteigenden Luftströmungen und das sommerliche Schmelzwasser der Ostalpen verursachten im Gegensatze zu dem Inneren des Beckens hier, an der Beckengrenze, ein bedeutend mehr humides Klima, sodass die hiesigen roten Tone wahrscheinlich keine verlehnte Lössse, sondern mit den Lössen der trockenen Gebieten gleichaltrige, also, gleichfalls eiszeitliche Bildungen sind.

Im Gegensatze zu dieser eben geschilderten Rolle der Ostwinde in der Südhälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene haben die heftigen alpinen Westföhne in den Eiszeiten hauptsächlich an der Zerstörung der Lössdecke, der Umlagerung des Löss- und Staubmaterials, also an einer effektiven Deflation teilgenommen. Diese stellenweise sehr sandigen Lössflecke der Kleinen Ungarischen Tiefebene beweisen, dass die Westföhne die Lössbildung stark gestört haben. Sie haben nicht nur die Lössdecke zerstört, welche unter schwierigen Umständen und nur stellenweise ausgebildet ist, sondern sie griffen auch die beckenausfüllenden pannonischen Schichten an. Horusitzky hat im Löss zerbrochene Schalenreste von pannonischen Muscheln gefunden, welche Tatsache darauf hinweist, dass die Deflation der Kleinen Ungarischen Tiefebene mit dem Beginn des Pleistozäns nicht aufhörte, der Umstand sogar, dass die Oberfläche lössfrei ist, betätigt, dass die Deflation eben zur Zeit der sehr verbreiteten und langdauernden Vereisungen (Mindel, Riss) am kräftigsten gewirkt hat. Dies bestätigt auch die Tatsache, dass in der Südhälfte der Kleinen Ung. Tiefebene kein „älterer“ Löss vorkommt, obwohl die Lössbildung in dem Ungarischen Becken, und zwar im Alföld und Transdambien eben zu dieser Zeit am stärksten im Gange war. Die dünnen, sandigen Lössflecke der Kleinen Ungarischen Tiefebene entstammen der

letzten Eiszeit und der finiglazialen Zeit und weisen darauf hin, dass damals die Westföhne in der Deflation bereits eine viel kleinere Rolle gespielt haben. Durch den von den Westföhnen umgelagerten Staub und Löss, sowie das Staubmaterial, welches aus den pannonischen Schichten ausgeweht wurde, wurden die Lössse im südöstlichen Teile Transdanubiens vermehrt, sodass sie dadurch die mächtigsten und stärksten Lössbildungen Rumpfungarns geworden sind. Diese Auffassung wird auch dadurch bekräftigt, dass die Deflationsbildungen im östlichen und südlichen Teil der Kleinen Ungarischen Tiefebene sortiert sind, wie das sich zweifelsohne nachweisen lässt. Vom Westen nach Osten ist eine ganze Menge der Übergänge vom gröberen und feineren Staub bis zum sandigen und typischen Löss anzufinden. Mit vollem Recht dürfen wir also, wenigstens hier in der Osthälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene, von einer Deflationszone des Lösses sprechen.

Die Wirkung der westlichen Föhne musste im Gebiete der Kleinen Ungarischen Tiefebene mit dem Verschwinden der alpinen Eisdecke anfhören. In der Entwicklungsgeschichte der Kleinen Ungarischen Tiefebene begann nun ein neues Kapitel. Zur Zeit des postglazialen Wärmeoptimums (Periode von Haselnuss und Eiche), das sowohl floristisch wie auch geobotanisch in Ungarn zweifelsohne nachgewiesen wurde, war das Gebiet Ungarns eine natürliche Parksteppe (71), und zwar eine warme Steppe, jedenfalls viel wärmer, als in die Eiszeiten, ja sogar wärmer als heute,* sodass die Vorbedingungen zu einer Lössbildung nicht mehr gegeben waren. An der Stelle des Lösses wurde in dieser Zeit Flugsand in grossem Masse angehäuft. Solche durch West- und Nordwestwinde bergewehten postglazialen Flugsandgebiete kommen im Ungarischen Becken vielfach vor. Solches, hinter den Lössgebieten der Kleinen Ungarischen Tiefebene gelegene, postglaziale, altholozäne Flugsandgebiet befindet sich östlich von den Tälern der Nyitra- u. Rába-Flüsse, dessen Sand auf die Deflationssandzone der Eiszeiten in der Kleinen Ungarischen Tiefebene abgelagert und sich damit vermischet hat. Von den Deflationsperioden der Eiszeiten muss diese postglaziale Deflationsperiode unbedingt getrennt werden, was morphologisch ganz gut begründet werden kann. Wir müssen nämlich in diesem Gebiet mit Flugsanden vom verschiedenen Alter (eiszeitlich und nacheiszeitlich) rechnen, oder richtiger gesagt, dauerte die Flugsandbildung in der letzten Eiszeit und nachher im südöstlichen Teil der Kleinen Ungarischen Tiefebene fort. Der Flugsand und Löss des Gebietes östlich vom Rába- und Nyitra-Tal können nur zum Teile als verschiedene Fazies derselben Perioden (Eiszeiten) aufgefasst werden. Ich glaube, dass die Fortsetzung

* Nach Anderson (73) war die mittlere Jahrestemperatur um 2,5° höher als heute.

der Flugsandzone der Südhälfte der Kleinen Ungarischen Tiefebene auch in den meridionalen Tälern des Komitates Zala, ferner im südlichen und im inneren Teil des Komitates Somogy anzutreffen ist. Ihr Material entstammt nach den Untersuchungen teilweise den pannonischen Sedimenten, teilweise ist es fluviatilen Ursprungs. Die Frage, ob diese Sande ausschliesslich nur im Pleistozän entstanden sind, wie das nach v. Lóczy sen. auch auf der geologischen Karte angegeben wird, oder ihre Fortbildung auch zur Zeit des postglazialen Wärmeoptimums noch dauerte, ist bis heute noch nicht entschieden.

Die Bildung der engen Lösszone an den nordöstlichen Hängen der Gebirgsinsel von Kroatien (Bilo, Papuk) ist ebenfalls noch ungeklärt und schwer zu deuten. Die parallele Lagerung von dieser Lösszone mit dem Drau-Tal weist darauf hin, dass die Quelle des zur Lössbildung geeigneten Staubmaterials in den Inundationssedimenten des eiszeitlichen Dráva- (Dran) Flusses zu suchen ist.

III.

Der „ältere“ und „jüngere“ Löss des Ungarischen Beckens. Lösschronologie. Die geomorphologische Untersuchung der Lössgebiete, die im Ungarischen Becken auf die obenskizzierte Weise entstanden und gelagert sind, weist darauf hin, dass die Lössbildung während des Pleistozäns nicht ungestört war. Viele Umstände mussten glücklich zusammentreffen, dass die Lösser der aufeinanderfolgenden Eiszeiten sich ungestört anhäufen konnten, um als Zeugen bezüglich der Zeitgliederung des ungarischen Pleistozäns herangezogen zu werden. Zu diesem Zwecke sind die in den ausgedehnten Gebieten der Grossen Ungarischen Tiefebene mit verschiedenen terrestrischen und fluviatilen Sedimenten wechsellagernden Lösser nur beschränkt geeignet. Auch die dünnen, sandigen Lösser im Süden der Kleinen Ungarischen Tiefebene, die wahrscheinlich nur der letzten Eiszeit entstammen, können nicht in Betracht kommen. Es scheint, dass die Lössbildung am ungestörtesten im südöstlichen Transdambien und im Südteile der Grossen Ungarischen Tiefebene war. Bei der Gemeinde Titel, in der Szerémség, in einzelnen Teilen der Komitate Tolna und Baranya wahrscheinlich finden sich, wie ich hierauf schon mehrfach hingewiesen habe, (53, 57, 58) alle glazialen Lösser, das Profil der dortigen Lösser ist also für die Zeitgliederung des ungarischen Pleistozäns ungemein wichtig.

Fast jeder Geologe, der in Lössgebieten gearbeitet hat, erwähnt die rot-braunen Lehmzonen im Löss seines Arbeitsfeldes. (S. die Bemerkungen von v. Lóczy sen., v. Lóczy jun., H. Horáitzky, Timkó, Treitz, Güll, Vogl, Toborffy, Noszky, Halaváts und Schafarzik). Schafarzik (74.) hat den roten Bohnererzton von Szapáryfalva auch analysiert und seitdem, doch auch auf Grund der Untersuchungen anderer, wissen wir,

dass diese rot-brannen Lehme keinen Lösscharakter mehr haben, ihre charakteristische Korngrösse ist kleiner als 0,0025 mm (im Lehm v. Szapáryfalva 42,78!), sie sind stark ansgelaugt, ihr Kalkgehalt ist unbedeutend, sie sind wasserundurchlässig, nicht bröckelig und haben solch tiefeingreifende diagenetische Vorgänge durchgemacht, dass jeder Forscher sie für frei von Fossilien erklärt. Ihre Deutung war verschieden. Schafarzik sah in ihnen in Laterit umgewandelten pannonischen Ton, nach H. Hornsitzky sind sie Sumpflössе. Ihre Entstehung wurde später von jedem Geologen mit irgendeiner klimatischen Veränderung, einem reicheren Niederschlag in Verbindung gebracht. Trotzdem liess die Deutung ihrer Wichtigkeit und Rolle lange auf sich warten. v. Lóczy sen. äusserte sich so, dass auf Grund der Lössе die Zeitgliederung des ungarischen Pleistozäns nicht möglich sei: (64, 75) zufolge seiner Lössforschungen im Komitate Somogy schrieb er unseren Lössen ein oberpleistozänes Alter, jedoch der einzigen rot-brannen Lehmzone der Somogyer Lössе keine grössere stratigraphische Bedeutung zu. Später haben inländische und ausländische Untersuchungen und Beobachtungen entschieden betont, dass die rot-brannen Lehmzonen der Lössе Bildungen seien, die einen Klimawechsel andeuten und zwar laut Meinung der Mehrheit die Zone „B“ alter Waldböden. Mögen sie alte Waldböden, oder auch alte pleistozäne Grundwasserhorizonte bezeichnen, sicher ist, dass sie Beweise für nässere Klimate sind. Natürlich sind von diesen dicken, rot-brannen Lehmzonen streng jene, einige finger-, eventuell dm-dicken, blassbraunen, oder ockerfärbigen, ebenfalls eisenhaltigen Bildungen zu unterscheiden, die in den Lössen stets eine Fauna der Sümpfe, oder kleineren stehenden Wässer führen und anzeigen, dass die Lössoberfläche zeitweise mit Wasser bedeckt war.

Im Laufe meiner Lössforschungen gelang es mir, im Vorkommen dieser dicken, rot-brannen Lehmzonen eine gewisse Regelmässigkeit festzustellen. *Es erwies sich, dass diese Lehmzonen in unseren Lössen keine lokalen, sondern regionalen Bildungen sind* (48). Sie bezeichnen unbedingt eine alte Oberfläche, weil sie auch in den Lössen, die nicht abgerntst sind, nicht immer horizontal, sondern der Konfiguration der alten Oberfläche entsprechend liegen. Auf Grund geologischer und pedologischer Argumente sind sie demnach Zeugen von Klimaveränderungen der interglazialen und interstadialen Zeiten. Die Frage taucht nun auf, in wie fern sie auf eine nähere, genauere Zeitgliederung des ungarischen Pleistozäns verwendet werden können. Eine heikle Frage, die grosse Vorsicht und Behutsamkeit erfordert. Die Zahl dieser Bodenzonen stimmt nicht immer überein mit der Zahl der interglazialen Zeiten, die angenommen werden können. Diese Tatsache hat verschiedene Gründe. Je näher ein Gebiet während der Lössbildung zur Eisdecke vereister Gebiete lag und je näher es dem Atlantischen Ozean war, umso mehr rote Lehmzonen finden wir in seinem Löss.

denn das Gebiet war auch während derselben Eiszeit umso mehr den durch die Veränderung der Eisdecke bezeichneten Klimaschwankungen unterworfen, andererseits je mehr kontinental die Lage des Lössgebietes und sein Klima war und je weiter es sich von der Decke des Inlandeises befand, umso weniger Lehmzonen konnten sich im Löss bilden, da infolge der Entfernung und der Kontinentalität die kleineren Klimaschwankungen keine Veränderungen von dauernden Folgen bewirken konnten. Auch aus einem anderen Grunde bedenten diese Lehmzonen eine Schwierigkeit. Soergel weist darauf hin, dass ihre Bildung, sofern sie alte Waldböden sind, in den verschiedenen Teilen Europas von verschiedenen Regenfaktoren abhängig ist. Doch auch infolge lokalen Gründe kann die Zahl der Lehmzonen im Löss auch in Gebieten, die unter demselben Breitengrades, denselben Naturverhältnissen unterliegen, sehr verschiedene sein. Wir wiesen bereits darauf hin, dass wir eine unbehinderte Lössbildung auch im Ungarischen Becken nur stellenweise annehmen können. Der zu der einen, oder anderen Eiszeit gehörige Löss ist da, andere Lössen konnten sich gar nicht bilden, oder fielen, falls sie sich gebildet hätten, der Denudation späterer Zeiten zu Opfer. Dies alles in Betracht gezogen, können für die pleistozäne Chronologie nur solche Lössaufschlüsse berücksichtigt werden, die nach unserer Auffassung jede Art unserer glazialen Lössen enthalten, denn es ist anzunehmen, dass unsere Lössen und ihre braunen Lehmzonen fern vom Ozean und der Eisdecke wirklich Zeugen nur der sehr bedeutungsvollen Klimaveränderungen sind. Alle Gründe liegen vor, dass in den Lössaufschlüssen von Paks, Dunaföldvár (76), Titel und der Szerémség (77) nicht nur die Lössen der letzten und vorletzten Eiszeit enthalten sind, wie in den meisten deutschen und österreichischen Lössaufschlüssen, sondern auch die Lössen der älteren, früheren Vereisungen. Es ist unwahrscheinlich, dass Soergel's (1.) pessimistischer Ausspruch: „Eine endgültige Beurteilung der älteren Lössen des niemals vereisten Zwischenlandes (es ist von Deutschland die Rede) ist vorerst nicht möglich“, auch in ungarischer Beziehung gültig wäre.

Die neueren ungarischen lösschronologischen Forschungen sind an den Aufschluss von Paks angebunden. In der Tongrube der Ziegelfabrik neben der Eisenbahnstation von Paks ist der Löss in einer Mächtigkeit von 42 m fast bis zum Niveau der Donau abgebaut. Als ich vor 4 Jahren das erstmalig in Paks war und als erster versucht habe diesen Lössaufschluss für die Zeitgliederung des ungarischen Pleistozäns zu verwerten und zu beschreiben (48), waren die pleistozänen Bildungen noch nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen. Seitdem hat auch E. Scherf in Paks gearbeitet und mein Lössprofil ergänzt. Ich habe nur noch vier rot-braune Lehmzonen im Löss von Paks nachgewiesen (ebensoviel finden sich im Löss von Titel, von Dunaföldvár und der Szerémség), Scherf fand bereits zwölf. Dieses ergänzte Profil und

mein altes Profil hat er dem vorjährigen (1936) Kongress der INQA in Wien vorgelegt und auf Grund des vollständigen Profils auch die ganze chronologische Gliederung des ungarischen Pleistozäns gegeben. Wichtig ist der Oberteil des Pakser Profils. Die vier Lehmzonen des 42 m mächtigen Profils waren mit den 3 interglazialen Zeiten nicht zu identifizieren. Es musste unbedingt daran gedacht werden, die Bildungen des Pakser Profils während des Pleistozäns in der Zeit nach rückwärts gehend mit jenen interstadialen und interglazialen Klimaveränderungen in Harmonie zu bringen, die im Auslande bereits erwiesen waren. *Ich bezeichnete also die drei oberen Lehmzonen des Pakser Aufschlusses samt den zwischen sie gelagerten drei Lössbündeln für Bildungen der letzten Eiszeit, als den „jüngeren Löss“ des Ung. Beckens, u. zw. mit Rücksicht auf die drei Vorrückungsphasen der letzten Vereisung*



Fig. 5. ábra. A paksi löszfeltárás. 1. 2. 3. 4. Interglaciális és interstadiális vörösbarna vályogzónák a löszben. 1. Würm_{II}–Würm_{III} interstadiális, 2. Würm_I–Würm_{II} interstadiális, 3. Riss–Würm interglaciális vályogzóna. — Der Lössaufschluß von Paks. 1. 2. 3. 4. Interglaziale und interstadiale rot-braune Lehmzonen im Löss. 1. Würm_{II}–Würm_{III} interstadialer, 2. Würm_I–Würm_{II} interstadialer, 3. Riss–Würm interglazialer, rot-brauner Lehm. (Phot. Bulla dr.)

(Würmeiszeit), die sowohl in den Alpen, als auch in Norddeutschland erwiesen sind, und mit Rücksicht auf deren zwei interstadialen Zeiten und die Ergebnisse der später zu erörternden ungarländischen terrassenmorphologischen Untersuchungen: demnach

ist die dritte Lehmzone von oben gerechnet (1 m dick) in dem Riss-Würm-Interglazial gebildet, der darüber liegende Löss (4,15 m dick) bildete sich in der ersten Vorrückungsphase der Würmeiszeit, die darauf folgende, 0,5 m dicke Lehmzone bezeichnet die interstadiale Zeit $W_I - W_{II}$, darüber der 1,5 m dicke, nicht typische Löss bildete sich während der zweiten Vorrückungsphase im Würm, darüber liegt die interstadiale Lehmzone, die sich im $W_{II} - W_{III}$ bildete, zuletzt kommt der die dritte Vorrückungsphase der Würmeiszeit bezeichnende 10,35 m dicke typische Löss, der vom rezenten Boden bedeckt wird. (48, 78).

Diese Zeitgliederung des oberen Pleistozäns wird von der Gesamtheit der neuesten pleistozänen morphologischen und stratigraphischen (87) Forschungen im Gebiete der Grossen Ungarischen Tiefebene und auch von den pleistozänen, floristischen Untersuchungen und den speläologischen Ergebnissen vollkommen bestätigt. In der Februarsitzung (1937) der Ungarischen Geographischen Gesellschaft hat demnächst B. Zólyomi die Untersuchungen Holländers über die ungarischen fossilen Holzkohlen, mit seinen eigenen Feststellungen ergänzt, bewertet; er wies nach, dass auf Grund der ungarländischen fossilen Holzkohlenreste ebenfalls zweifellos zwei kühl-nässere interstadiale Zeiten und drei kalt-trockene Vorrückungsphasen während der letzten (Würm) Eiszeit in Ungarn festzustellen sind. Es ist Zólyomi gelungen auch die Kulturen der letzten Eiszeit mit diesen stratigraphischen, morphologischen und floristischen Ergebnissen in Einklang zu bringen.

Auch Scherf ist bezüglich der Zeitgliederung des oberen Pleistozäns, von ganz unwesentlichen Verschiedenheiten abgesehen, auf Grund des Vergleiches seiner in der Grossen Ungarischen Tiefebene und Transdanubien durchgeführten Forschungen derselben Ansicht. Er hält in seiner dem dritten Internationalen Kongress für Quartärforschung in Wien September 1936 vorgelegten Arbeit das ungarische Pleistozän nach der von Soergel, Zeuner und anderen aufgestellten Chronologie einteilbar. In dieser Einteilung zerfallen die Penck-Brückner'schen Eiszeiten teils in zwei, teils in drei Phasen. Scherf identifiziert die drei oberen, roten Lehmzonen des Pakser Profils mit drei Zeiten der Erwärmung während der letzten Eiszeit, u. zw. von oben gerechnet die dritte Lehmzone mit Präwürm - Würm I, die zweite Lehmzone mit $W_I - W_{II}$ und die von oben gerechnete erste Lehmzone mit $W_{II} - W_{III}$. Diesen Erwärmungen entsprechen in der Grossen Ungarischen Tiefebene fluviatile Ablagerungen und teilweise Schichten mit Pflanzenresten. Er verlegt die Reste des neben Fegyváza in Stämmen gefundenen Zirbel- und Lerehengaleriewaldes ins Ende $W_I - W_{II}$ und hält sie unter den Höhlenkulturen für Solutréen, dem Moustérien aber entspricht bei ihm das Ende des Präwürm - Würm I. Interglazials, d. h. bei Paks die dritte rote Lehmzone von oben gerechnet, in der Grossen Ungarischen Tiefebene dagegen eine tiefere Schicht mit Zirbelresten.

Meine Zeitgliederung des oberen Pleistozäns unterscheidet sich von der Scherf's nur durch eine einzige nomenklatorische Verschiedenheit, die jedoch das Wesen in keiner Weise berührt. Ich nenne nämlich die dritte, von oben gerechnete rote Lehmzone des Pakser Profils Riss-Würm interglazial, Scherf benennt sie nach Zeuner und Soergel mit einer feineren Unterscheidung Präwürm-Würm I. Interglazial. Die zwei verschiedenen Benennungen stimmen aber bezüglich der Zeit natürlich überein.

Bemerkt sei, dass der Lössaufschluss von Dunaföldvár und Szekszárd im Wesen mit dem von Paks übereinstimmt; aus der Beschreibung zu schliessen stimmen mit ihm der von Titel und auch die von Gorjanovic-Kramberger (77) besprochenen Aufschlüsse der Szerémség überein. Sicher ist, dass die Richtigkeit dieser Zeitgliederung des oberen Pleistozäns, wie sie hier angegeben ist, die paläontologischen und archäologischen Forschungen, die in den Lössen dieser Aufschlüsse teilweise noch durchzuführen sind, ebenfalls bestätigen werden.

Auf Grund der Gliederung des oberen Pleistozäns von Paks nahm ich an, dass die Lössen der letzten Eiszeit unter den Namen „jüngerer Löss“ mit vollem Recht von den noch ziemlich unbekanntem und unerforschten „älteren“ Lössen der früheren Eiszeiten zu unterscheiden sind. (48). Die Gliederung dieser „älteren“ Lössen verheisst auch Erfolg, doch sind wir nur noch am Anfang der Forschungen. Vorderhand steht uns nur die stratigraphische Methode zur Verfügung. Archäologische Forschungen kommen hier naturgemäss nicht in Frage; grössere Hoffnungen bieten uns die Ergebnisse der floristischen und paläontologischen Untersuchungen. Solche indessen fehlen bis auf den heutigen Tag.

Bezüglich der Gliederung unserer „älteren“ Lössen wäre die geomorphologische Untersuchungsmethode dann erfolgreich, wenn das Problem der zeitlichen und räumlichen Parallelisierung der Terrassen- und Lössbildung in beruhigender Weise gelöst werden könnte. Zweifellos bedeuten die mächtig entwickelten Lehmzonen der „älteren“ Lössen von Paks Denudationsperioden, die infolge klimatischer Veränderungen eintraten, ihre Bewertung kann aber nur mit grösster Vorsicht erfolgen. Scherf meint in den Ablagerungen der Gr. Ungarischen Tiefebene und Transdanubiens auch die Riss-, Mindel- und Günz-Eiszeiten nachweisen zu können. Auf dem Wiener Quartär-Kongress wies er am Pakser Profil diese Parallelisierung der interglazialen, bzw. der interstadialen Zeiten nach unten bis zum obersten Pannon nach; dieser Teil seiner Arbeit ist aber einer kritischen Untersuchung erst dann zugänglich, wenn seine Arbeitshypothese auch im Druck erscheinen wird.

Die terrassenmorphologische Forschung kann also in der chronologischen Gliederung der „älteren“ Lössen eine erfolgreiche Anhilfe leisten. Ungemein treffend und zu beachten sind diesbezüglich Soergels (1) Worte: „Eine Alterbestimmung (des Lösses) kann . . . nur auf die Lagerung zu Schotterterrassen gegründet

werden und der Versuch, hier zu einigermaßen sicheren Ergebnissen zu gelangen, müsste beim heutigen Stand unserer Kenntnisse notwendigerweise mit einer weitansgreifenden Erörterung des Terrassenproblems und des vielumstrittenen Lagerungsverbandes zwischen Schotterterrassen und Lössen eingeleitet werden."

Die terrassenmorphologischen Forschungen beziehen sich in erster Linie auf solche Wirkungen bleibenden Charakters, die durch eine kalt-trockene Eiszeit im Leben und im Mechanismus der Flüsse in nicht vereisten Gebieten zustandekamen; in Betracht zu ziehen sind indessen auch die Umstände, unter denen die pleistozänen Bildungen, in erster Linie die Löss, sich bildeten, ausserdem die Lage der Löss, um die morphologischen Daten aus paläoklimatologischem Gesichtspunkte beruhigend bewerten zu können.

Soergel (1.) und später Kessler (46.) wiesen auf das entscheidendste darauf hin, dass die grossen Klimaschwankungen des Pleistozäns einen sehr grossen Einfluss auf den Mechanismus der Flüsse übten. In den Eiszeiten ist das Abschmelzen der Gletseher in den vereisten Gebieten sehr unbedeutend, das Schmelzwasser sehr gering; was jedoch vorhanden ist, entstand im Sommer. Auch die Menge des Niederschlages ist klein und aperiodisch; in der Nähe der Eisdecke führt der Frostboden kein Grundwasser; die Schuttmasse ist aber umso grösser, da die schwache Pflanzendecke gegen den Frost und die mechanische Verwitterung fast keinen Schutz gibt. Die Wassermenge der Flüsse war auch sehr veränderlich, die Hochwässer waren sehr gross, demgegenüber in den trockenen Perioden führten die Flüsse fast kein Wasser. Infolge der geschilberten Ursachen konnten in den periglazialen Gebieten die mausgeglichenen Flüsse, deren Wassermenge gering und nicht ständig war, ihre vermehrte Schuttmenge nicht transportieren, wodurch ihr Bett und die Talsohle aufgeschottert wurde, sodass sie einen Unterlaufcharakter aufgenommen haben. Das interglaziale Klima bewirkte im Leben der im Laufe der Eiszeit aufgeschotterten Flüsse wieder grosse Veränderungen. Der grössere Niederschlag und Wärme vermehrte das Wasser der Flüsse, infolge der dichteren Vegetation verminderte sich das wegzuschaffende Gerölle, die Arbeitsfähigkeit der Flüsse nahm also zu und ihr Lauf schnitt sich in die während der Eiszeit aufgeschotterte Talsohle. Dies Einschneiden wurde von der enstatischen Hebung des von seiner Eisdecke befreiten Kontinentes auch begünstigt, der während der Eiszeit aufgeschotterte Talgrund wurde also zu einer Flussterrasse.

Da der Löss auch glazial ist, muss er vom selben Alter, wie die Aufschotterung der einzelnen Terasse-niveaus sein, (nicht aber vom Alter der Terasse!). Wie viele eiszeitliche Schotterterrassen-niveaus also sich in den Tälern der Flüsse finden, soviel Löss müssen sich ausserhalb der Flusstäler gebildet haben.

Diese Theorie, die das Problem anscheinend viel zu einfach löst, ist auf die Verhältnisse des Ungarischen Beckens nur unter vorsichtigen Bedenken anzuwenden. Es ist gewiss, dass die pleisto-

zänen Klimaveränderungen auf den Mechanismus der Flüsse im Ungarischen Becken grossen Einfluss auszuüben vermochten; *wir können ruhig behaupten, dass mit Flussterrassen klimatischen Ursprungs im Ungarischen Becken gerechnet werden muss.* Die terrassenmorphologischen Untersuchungen von Kéz (54), Bulla (55), Kerekes (79), Láng (80) erwiesen dies klar. Kéz hat im Donauabschnitt Budapest-Győr die Aufschotterungen der drei von ihm nachgewiesenen pleistozänen Terrassen mit den drei pleistozänen Eiszeiten auch identifiziert, (54) doch eben diese terrassenmorphologischen Untersuchungen warfen Licht auch auf einen ungemein wichtigen Umstand, und zwar auf die Lagerung der zum selben Terrassensysteme gehörigen Terrassenschotter in verschiedenen Niveaus am Beckenrande; die älteren pleistozänen Schotterniveaus sind in der Kleinen und Grossen Ungarischen Tiefebene sogar versunken und aufgeschüttet. Im ersten Bande der „Magyar Földrajz“ wies zuletzt Prinz (81) auf die grosse Wirkung hin, die durch die epirogenetische Hebung des Randgebietes und das gleichzeitige Sinken der Grossen Ungarischen Tiefebene auf den Mechanismus unserer Flüsse ausgeübt worden. V. Cholnoky hat schon bedeutend früher die Terrassenbildung der ungarischen Flüsse ausschliesslich auf tektonische Gründe zurückgeführt. (82.) Dies alles besagt, dass beim Studium der pleistozänen Flussterrassen im Ungarischen Becken zwei Gesichtspunkte zu berücksichtigen sind: 1. *sicher ist, dass die grossen pleistozänen Klimaveränderungen im Leben unserer Flüsse bedeutende Veränderungen verursacht haben.* 2. *sicher ist aber auch die Tatsache, dass diese, durch klimatische Gründe bedingten Veränderungen sich verworren mit den von tektonischen Bewegungen hervorgerufenen Veränderungen kompliziert haben;* also nur genaue Detailforschungen können die Rolle dieser zwei Wirkungen von einander absondern und richtig deuten.

(Schluss folgt.)

KRISZTOBALIT SÁROSPATAK KÖRNYÉKÉRŐL.*

Irta: vitéz *Lengyel Endre* dr.

CRISTOBALIT VON SÁROSPATAK.*

von E. v. *Lengyel*

(Szövegközi ábrával és mikrofotografiai táblával.)

A Tokaji-hegység riolitjaiban és kovaközeteiben többféle SiO_2 ásvány fordul elő. Sárospatak-környéki jáspisváltzatok kovaás-

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1937. dec. 1-i szakülésén. — Vorgetragen in der Fachsitzung der Ung. Geol. Gesellschaft am 1. Dezember 1937.

ványait s azok genetikai összefüggését már ismertettem.¹ Vizsgálataim szerint a jáspisok hólyagüreibein szereplő kovaásványok idősségi sorrendje a következő:

opál → kalcidon → lütecit → kvarcin → kvare.

Bevonatként — riolitokon és andezitekben egyaránt — előfordul szőlőded-veseded hialit. Másodlagos kovaásványnak tekinthető a kalcidon átalakulása révén keletkező lüsztatit és kasolong.

Újabb vizsgálataim alkalmával Makkoshotyka-i (Potásvölgy-i) litofizás riolitokban krisztobalitot is sikerült felismernem. Megállapítható, hogy a krisztobalit itteni előfordulása nem lokális jellegű. Megjelenése gyakori olyan — főként savanyú — kiömlési

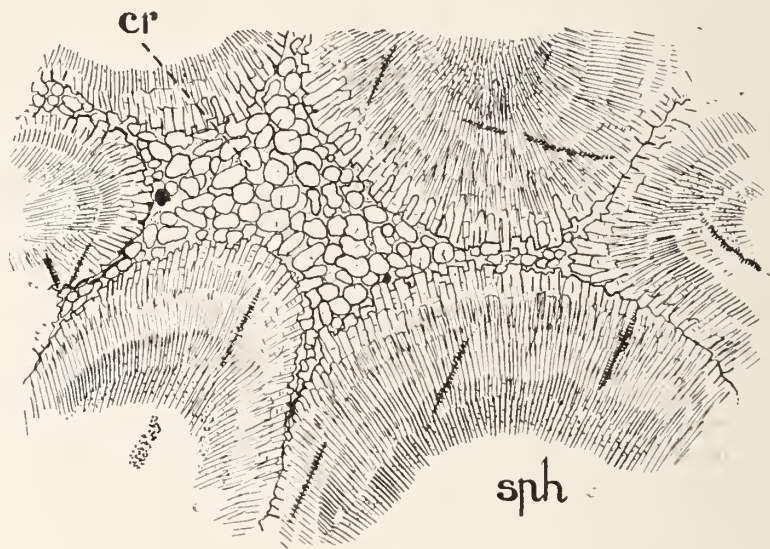


Fig. 1. ábra. Krisztobalit — szferokristályok közötti hézagok között jellegzetes labdaszerkezetben. Riolit, Makkoshotyka. — Cristobalit in den — zwischen den Sphärokristallen befindbaren Ränneu, mit der charakteristischen Ballenstruktur in den Rhyolithen von der Umgebung von Makkoshotyka.

kőzetekben, melyeken *utóvulkáni működés hatásai* figyelhetők meg.

A kőzet, melyben krisztobalit előfordul: vörösbarna, likaesos, szferokristályos riolit. Folyásos szerkezete szabadszemmel is ész-

¹ E. v. Lengyel: Jáspisváltozatok Tokaj-Hegyaljáról. — Jaspisvarietäten vom Tokaj-Hegyalja. Földt. Közl. LXVI. 4–6. Budapest, 1936.

E. v. Lengyel: SiO₂-ásványok a Tokaj-Hegyaljai jáspisokban. — SiO₂-Minerale in den Jaspissen des Tokaj-Hegyalja-Gebirges. Földt. Közl. LXVI. 9–12. Budapest, 1937.

lelhető. 1 mm-nél rendszerint kisebb földpát- és kvarekristályok foglalnak helyet a vörösbarna, üvegdús alapanyagban. A kőzetet erőteljes ntóvulkáni folyamatok változtatták el, melyek képesen az 1—5 mm-es, egyirányban kihúzódtott pórusokat kovasavas anyagok kérgezték be vagy telítették. Nagyobb üregek falát hosszabb sávok mentén rozsdabarna, vashidroxidos termékek vonják be.

A kőzet *alapanyaga* kevés földpát- és hipersztémnikrolitot tartalmazó, fluidális szerkezetű üveg. A folyásirányba rendeződött üregek körül szferokristályok csoportjai és szalagjai foglalnak helyet. A kisebb-nagyobb hólyagűrök falát 100—200 μ -os vastagságban kékesfehér, kiszáradási repedések által szabdalta, izotróp opál vonja be, a kisebb üregeket egészen kitöltve. Az üregek körül 300—400 μ átlagos méretű szferokristályok helyezkednek el. Ráeső fényben világos kávébarna színűek, míg a pórusok kitöltő anyaga tejfehér. Kevés erős lénytörésű, párhuzamos elsötétedésű mikrolit (hipersztém) szintén a folyásirányba rendeződött hossz tengelyével. Az alapanyagot vashidroxid színezi vörösbarnára, mely kisebb-nagyobb, átlagban 30—40 μ -os foszlányokat, gömbölyded foltokat alkot. Részben globulitok és margaritok alakjában jelenik meg a pigmentum. A margaritok hosszirányunkkal ugyanez irányba rendeződtek s irányuk megtartásával a szferokristályokon is áthaladnak.

Porfiritos ásványok közül szép, zónás plagioklászok (0,4—0,5 mm), korrodált kvarekristályok (0,3—0,4 mm) fordulnak elő. Az *oligoklászandezin*-sorú földpátok néha csoportokba verődtek. A kifelé savanyodó, zónás egyénekben a lapkikiüszöbölődésnek szép esetei figyelhetők meg. *Biotit* csak elváltozott, főként érecesedett foszlányokban fordul elő. Egy-két 0,5 mm-nél nagyobb *krarekristály* bipiramisoid jellege a széli rezopeoid dacára is még felismerhető. Ritkán 100—140 μ -os hipersztém-tű is megjelenik.

A szferokristályok rendszerint axiolitok vagy csak részben kifejlődött szektorok. Néha hajlongó sorokba rendeződtek. Rostnyalábjaik legtöbbször legyezőszerűen divergálnak s hosszában pozitív karakterűek. Központi részük zavaros, kaolinos bomlási termékekkel zsúfolta. Külső peremeik átlátszóak s a rostsálak bunkószerű vagy négyszögletes megvastagodásban végződnek. (L. 1. ábra)

Krisztobalit mindig a szferokristályok által közrefogott három vagy sokszögű területeken jelenik meg, rendszerint jellegzetes labdaszerkezetben. Nagyobb mezőkben szétszórtan, ikerkristályokban vagy kisebb csoportokban fordul elő. Szemeséi igen kis méretűek, átlagban 30—60 μ -osak. A nagyobb kristályok táblás jellege jobban kidomborodik. Gyakoriak a paralelepipedikus (mimétes oktaéderes) átmetszetek, néha besüllyedt lapközéppel. Párhuzamos összenövés és ikerképződés általános. Legtöbb esetben hármas ikrek. De megfigyelhető egyes szemesék lemezes-sugaras kiképződése is. A lemezek szélessége egyenlőtlen. Néha rozettaszerű négyes ikrek is előfordulnak. Az ikersík néha felismerhetőleg az (111)

lap. A kristályszeemesék között izotróp opálrögök is találatok, melyeknek vörösbarna színét vashidroxidszeemesehalmazok vagy margaritszerű képződmények okozzák.

A nagyobb szeemesékeken egyenes vagy hajlott repedésvonalak is megfigyelhetők. Ez összhangzásban áll R i e k e és E n d e l l² idevágó vizsgálataival, akik szerint $\beta \rightarrow \alpha$ krisztobalit átalakulásnál a β -krisztobalitban 230°C alatt repedések keletkeznek, majd zavarossá válik s α -krisztobalittá alakul. 230°C fölé hevítve újra átlátszóvá lesz. A normális hőmérsékleten stabilis α -krisztobalit szemesei gyakran tejfehérek s áttetszőek.

Fénytörésük sokkal kisebb a kanadabalzsaménál vagy opálénál. A fénytörés értékének pontosabb meghatározása a szeemesék kis mérete s az elkülönítés nehézsége miatt nem volt lehetséges. Legközelebb áll a riolit üvegéhez, melynek fénytörése a ricinus (1.476) és a xyolus (1.494) n-értéke közé esik. Kettőtörésük is igen alacsony: 30 μ -os metszetben sötétszürke, szürke; vastagabb metszetekben fehér. F e l l n e r újabb adatai szerint: $\alpha = 1.484$; $\gamma = 1.487$; $\gamma - \alpha = 0.003$. Az egyirányban megnyúltabb szeemesék karaktere hosszában pozitív.

A krisztobalit-halmazok között helyenként hatszögalakú tridimit-lemezek is előfordulnak. Rendszerint a halmazok periferiális részében. Krisztobalit és tridimit együttes előfordulását már L a e r o i x⁴ is említi a Montagne Pelée bombáiban. V o m R a t h⁴ vizsgálatai szerint hólyagürökben a tridimitet krisztobalit járja át. Finnmarola-termékként R a m d o h r⁴ észlelte s ilyen esetben a tridimit krisztobalitba ment át. Genetikai kapcsolatuk tehát kétségtelen s eredetük azonos okokra vezethető vissza.

A vizsgálatokból lezűrhető következtetések.

1. A krisztobalitot tartalmazó litofizás riolitok kőzettani vizsgálatából megállapítható, hogy *úgy a krisztobalit, mint a kíséretében megjelenő tridimit másodlagos folyamatoknak köszönheti létrejöttét.* A riolit, mint savanyú, üvegdús, lávaszerűen likaesos kőzet a területet jellemző ÉNy—DK-i vagy ÉK—DNy-i törésvonalak mentén ntóvulkáni működés hatásának volt kitéve. A termális folyamatok alatt, magas hőmérsék és mélyből felfelé diffundáló ásványképzők szerepe mellett a *riolit többé-kevésbé izotróp ürege utólag szferokristályossá alakult s a szferikus aggregátumok közepében krisztobalit és tridimit kristályosodott ki.* A pnenmatolitos

² R o s e n b u s c h—M ü g g e: Mikr. Phys. d. petr. wicht. Mineralien. Bd. I. H₂ p. 11. Stuttgart, 1927.

³ Ibidem. p. 12.

⁴ Ibidem. p. 14.

hatás azonban kisebb volt, amit a tridimít alárendelt szerepe is bizonyít.

2. Hogy a szferolitoidosodás utólag történt, igazolja: *a)* az a körülmény, hogy a *közetszerkezet változatlanul megmaradt*. A mikrolitok, pigmentum-sorok, porfíros ásványok folyásos elrendeződése a szferokristályok képződése után, azok területén is észlelhető. Az eredeti közetszerkezet a szferokristályos részekben is átesik. *b)* *Szferokristályok a már meglévő üregek peremein jelentek meg, ahol az átkristályosító hatás a legintenzívebb volt*. Sok esetben földpát alkotja a szferokristályok támaszpontját. Sőt bizonyos, a földpátanyag széléin tapasztalható rezorpciós jelenségek mellett szólnak, hogy a szferokristályok centrális része kvare + földpát-rostokból áll. E részek későbbi elváltozása során egyenlő nagy mértékben kaolinizáltak. De üdőbb szferokristályok rostjainak fénytörésbeli különbségei is igazolják földpátlemezek részvételét.

3. A kőzetüveg devitrifikációja — az átalakító tényezők hatásfokának megfelelőleg — *helyről-helyre változó mértékű*. Pórusmentes területeken viszonylagosan kisebb vagy éppen szferokristálymentes. Ahol viszont a kőzet hosszú ideig állott utóvulkáni hatás alatt, ott már bomlási folyamatok is megindultak, melyek a szferokristályok átlátszóságát is megszüntették. A földpátlemezek elváltozása kaolin alakjában jelentkezik.

4. Minthogy a szferokristályok peremeiken krisztobalitha mennek át, feltételezhető, hogy a *belsejükben levő SiO₂-rostok anyaga nem tulajdonképeni kvare, hanem annak magas hőhatásra keletkezett a-krisztobalitos módosulata*. E feltevést erősítik meg E n d e l l és R i e k e⁵ vizsgálatai is, akik opált és kvareüveget 1200°C-ra hevítvén, változást nem észleltek; 1500°C-nál 2 óra alatt, 1600°C-nál már 1 óra alatt az üvegtanyag tömörsége a krisztobalitéval egyezett. K y r o p o n t o s⁷ SiO₂-gélit hevített hosszabb időn át 1300°C-ra s az olvadékból krisztobalít kristályosodott ki, amit Debye-röntgenogrammal is meg lehetett állapítani. B r a e s e o⁸ már jóval alacsonyabb hőfokon, nevezetesen 1000°C-os hevítéssel állított elő üvegtanyagból krisztobalítot.

5. Optikai vizsgálatok is megerősítik krisztobalít részvételét a szferokristályokban. A rostok ugyanis párhuzamos elsötétedésűek megnyúlásuk jelege pozitív. Hossztengelyük irányába az n esik. M a l l a r d szerint a krisztobalít rombikus rendszerbeli s a megnyúlás irányába a + hegyes bisztrix helyezkedik el.

Módosításra szorul tehát az eddigi felfogás, hogy a riadit-szferokristályok rostjainak anyaga tulajdonképeni kvare volna. *Valószínűleg a központ irányában egyre kisebb méretűre* (pár μ)

⁵ R o s e n b u s c h—M ü g g e: Mikr. Phys. d. petr. wicht. Mineralien Bd. I. H. 2. Stuttgart, 1927. p. 14.

⁸ Ibidem, p. 14.

váló rostszalak anyaga is krisztobalitos módosulat. Bár parányi átmetszeteiken az optikai állandók helyzete már nem állapítható meg. Párhuzamos extinkteőjük s megnyúlásuk + karaktere azonban itt is észlelhető.

6. A krisztobalit és tridimit genetikai kapcsolata e riolitokban is megfigyelhető. Bár az aránylag kevés tridimit jelenléte amellett szól, hogy a pneumatolitos hatás gyöngö volt. Kvarctéglák előállításánál tapasztalták, hogy a kvarc egy része üveggé lesz, mely magas hőmérsékleten tridimitté alakul. Az olvasztókemence forróbb részeiben krisztobalittá kristályosodott át az üveganyag.

Ha tehát savanyúbb kiömlési kőzetek (főként riolitok), hosszabb ideig állanak magas hőmérsékletű oldatok illetőleg túlhevített gázok hatása alatt, az effúzió alkalmával hirtelenül megszáradult kőzetüreg deritifikációja részben szferokristályképzésben nyilvánul meg, részben az új egyensúlyi viszonyoknak megfelelő módosulatokba (krisztobalit, tridimit stb.) kristályosodik át az üregbázis.

Schlaepfer és Niggli⁹ kovasav vizes oldatából 470°-on kivált kristálykákat tridimiteknek találta.

Hydrotermális tényezők közreműködését bizonyítják a riolitban észlelhető kőzetlikaesok is, melyek helyenként kioldás útján, utólagosan keletkeztek. Továbbá az üregekbe lerakódott, kékesfehér, izotróp, kiszáradási repedések által keresztülszelt kovagél, mely már — minden valószínűség szerint — alacsonyabb vagy éppen normális hőfokon esapódott ki a termák oldalából. Majd részben az eredeti, részben az utólagos kioldás által származott üregekbe rakódott le vagy alkotott azok falán bevonatot.

A Plombières-i fiatal ásványforrások 73°-os oldatából ma is tridimit rakódik le.¹⁰ Nem szükséges tehát feltétlenül igen magas hőmérsék jelenléte. Bár valószínű, hogy a β -krisztobalit magasabb hőfokon keletkezik s csak 230° alatt alakul át anizotróp α -krisztobalittá. A tridimitek is több változata ismerős. Feltehető azonban, hogy a két SiO₂-ásvány — krisztobalit és tridimit — keletkezésének fizikai körülményei a természetben sokkal közelebb állanak egymáshoz, mint az a laboratóriumi kísérleteknél tapasztalható s hogy a hőmérséken kívül ezen ásványszármazástani folyamatoknál más fizikai hatóerők is sztimuláló szerepet játszanak.

Hálás köszönetem fejezem ki ez alkalommal is dr. Szentpétery Zsigmond professzor úrnak, hogy a vizsgálatokhoz szükséges műszereket rendelkezésemre boesátani szíves volt s munkám közben tanácsaival támogatott.

Egyetemi Ásvány- és Földtani Intézet, Szeged, 1937. november hó.

⁹ Ibidem. p. 211.

¹⁰ F. Klockmann: Lehrb. d. Mineralogie, Stuttgart, 1922. p. 411.

A BUDAPESTI FÖLDRENGÉSI OBSZERVATORIUM
FELADATA.

Irta: *Simon Béla.*

ÜBER DEN AUFGABENKREIS DES SEISMOLOGISCHEN
OBSERVATORIUMS IN BUDAPEST.

Von *B. Simon.*

A Magyarhoni Földtani Társulat Választmánya a folyó 1937. esztendő elején egy Földrengési és Geofizikai Bizottság felállítási határozta el: a Bizottság létesítésének célja az, hogy a Társulat keretében összefogja az említett két, a földtanmal rokon tudomány művelőit és az irántuk érdeklődőket. Ezzel kapcsolatban a Magyarhoni Földtani Társulat Nagytekinetű Választmánya részéről esekélyiséget kitiintető megbizás érte, a Földrengési és Geofizikai Bizottságban a földrengési tárgykör előadójaul kérttem fel. Örömmel ragadom meg az alkalmat, hogy a megtisztelő bizalomért az Elnök Úr Öméltóságának, a Társulat Nagytekinetű Választmányának és az igen Tisztelt Társulatnak őszinte köszönetemet nyilvánítsam.

Azt hiszem, helyesen fogom fel megbízatásomat, amikor a következőkben a magyar földrengési szolgálatot ellátó Budapesti Földrengési Observatorium korszerű feladatáról megemlékezem.

Bevezetőül legyen szabad előre boesájtanom, hogy bár a földrengés maga földtani jelenség kísézője, a földrengéstan jól körülhatárolt feladatkörrel és sajátos kutatómódszerrel rendelkező önálló tudomány, amely jelenlegi kifejlődésében feladatait és kutatómódszerét tekintve még a fizikához áll legközelebb, de azért a földtanhoz való rokonságot megtartotta és vallja ma is.

* * *

Rebeur-Paschwitz-nak a mult század végén szerencsés véletlen folytán nyert tapasztalata, amely szerint érzékeny műszerekkel a földrengések nagy távolságban is megfigyelhetők (ő egy erős japán földrengést regisztrált — szándékán kívül — Potsdamban) egy esapással nemzetközi tudományá tette a földrengéstant és új lendületet adott fejlődésének. A tudományos kutatás számára értelműt vesztette a rengéses és rengésmentes vidékek közötti régi megkülönböztetés, amely a műszerek nélkül való emberi megfigyelések alapján történt s amelynek továbbra csak a rengések várható károkozása megítélésénél van jelentősége, mert az erős rengések földrengésjelző készülékekkel bárhol észlelhetők. Miután egy-egy földrengés teljes megfigyelési anyagát a földkerekség összes földrengési Observatoriumai szolgáltatják, az egyes Observatorium csak önmagában nem nagy értékű részletet ad, a földren-

gési kutatómunka csak úgy lehet eredményes, ha minden országban egységes szempontok szerint végzett; e szükségletnek megfelelően az 1903-ban kötött nemzetközi megállapodás értelmében, amelyhez Magyarország az elsők között csatlakozott, megalakult Nemzetközi Földrengéskutató Szövetkezés kezébe vette az egész földkerekség rengéskutatásának irányítását.

Az egységes munkamódszer gyakorlatban való benntatását a mintaállomások — Jena, Strasbourg — biztosítják, míg az egységes munkaprogrammot a Földrengéskutató Szövetkezés kétévenként összeülő kongresszusa tűzi ki. A munkaprogramm végrehajtása a nemzeti földrengési szolgálatok feladata, amelynek elvégzéséről a Szövetkezésnek jelentéssel tartoznak. Mivel ezek a jelentések is a Kongresszus elé kerülnek, az egységes munkaprogramm végrehajtásának e révén szinte páratlanul álló szakföldrajzi ellenőrzése valósult meg. A Földrengéskutató Szövetkezés főtitkára 1916-ig Kövesligethy Radó volt s így az ő személyén keresztül több mint egy évtizeden át Hazánknak jelentős szerep jutott a földrengési kutatómunka feladatainak egységes szempontok szerint való kialakításában.

A magyar földrengési szolgálatot — amint már említettem — a Budapesti Földrengési Observatorium látja el, amelyben az összes magyar — a Budapesti Központi, a Kalocsai, a Kecskeméti és a Szegedi — Földrengési Observatoriumok egyesültek a Budapesti Központi Földrengési Observatorium vezetése alatt. A magyar földrengési szolgálat költségeiről való gondoskodás teljes egészében a Budapesti Földrengési Observatorium költségvetése keretében történik. Nemzetközi viszonylatban a Budapesti Központi Földrengési Observatorium főállomás, és egyúttal a Magyar Központi Földrengési Iroda, míg a többi magyar Observatoriumok mellékállomások, amelyeknek megfigyeléseit, illetve műszerfeljegyzéseit a Budapesti Központi Földrengési Observatorium, mint a Magyar Központi Földrengési Iroda dolgozza fel és közli.

A Budapesti Földrengési Observatoriumnak a nemzetközi földrengéskutatás körébe vágó két működési ága a makroszeizmikus és a mikroszeizmikus földrengési szolgálat.

1. A magyar makroszeizmikus anyag, a hazánk területén műszerek nélkül is érezhető földrengésekre vonatkozó megfigyelések gyűjtését és feldolgozását közvetlenül a Budapesti Központi Földrengési Observatorium végzi. Az adatok szolgáltatásában a 400 helyen elosztott 840 állandó külső munkatárs mellett az esetről-esetre felkért észlelők támogatják az Intézetet. Ez utóbbiakkal úgy lép érintkezésbe az Observatorium, hogy rengés esetén a megrázott terület nagysága szerint 100—1000 kérdőívet küld szét az illető vidék intelligenciájához olyan elosztásban, hogy minden helységről 3—4 válasza lehessen számítani. *Legyen szabad e helyen is kervenem a Társulat igen tisztelt tagjait, hogy ha a jövőben esetleg ilyen kérdőívet kapnának, annak haladéktalan és gondos kitöltésével, visszajuttatásával támogassák az Intézetet munkájában.* Az

összegyűlt jelentések első feldolgozását az Intézet időrendi kapcsolatokat kidomborító, évenként megjelenő makroszeizmikus katalógusa foglalja magában, mely a nemzetközi makroszeizmikus katalógus magyar anyagát szolgáltatja; a végső feldolgozás egy-egy geológiai egység 50—100 évre terjedő megfigyelési anyagát kiértékelítő rengésmonográfia keretében a területi és talajszerkezeti összefüggések kidomborítása mellett történik.

2. A részben távoli, részben közeli erős rengések jelzésére alkalmas földrengésjelző készülékekkel felszerelt magyar földrengési Observatoriumok műszereinek feljegyzéseit, amint már említettem, a Budapesti Központi Földrengési Observatorium dolgozza fel. A feldolgozás lényegében véve az egyes szeizmogram-fázisok fizikai jelentésének kibogozásában áll. A feldolgozott eredmények közlése a Földrengéskutató Szövetkezés Strasbourgban székelő Központi Irodája számára szolgáltatott napi, a nemzeti Központi Földrengési Irodáknak megküldött ideiglenes havi, továbbá a földkerekség összes Földrengési Observatoriumaihoz eljuttatott évi mikroszeizmikus jelentésekben történik. Ilyenképpen járul hozzá a magyar földrengési szolgálat a nemzetközi mikroszeizmikus katalógus



Fig. 1. ábra. Rengésfészkek eloszlása 1913—1930 között Budapest távolabbi környezetében. Jól látható, hogy a délenrópai rengésfészkek, amelyekből évente 900 rengés pattan ki, 2000 km-nél kisebb távolságban, karéjban veszik körül Fővárosunkat, E. Bellamy után.

gyarapításához. Ez a kutatási ág vezet a helyi menetgörbe felállításához, fokozatos javításához, az egyes állomások sajátos aítalajviszonyainak feltárásához.

A magyar Földrengési Observatoriumok a délenrópai rengésfészkektől, amelyekből évente 900 rengés pattan ki, 2000 kilométernél kisebb távolságra fekszenek (1. ábra). Az ebből a távolsági övből származó szeizmogramok használhatók első sorban a rengések fészkekmélységének, kipattanási helyének meghatározására. Földrengési szolgálatunk jelentősége éppen abban áll, hogy az u. n. világrengek regisztrálása mellett, amelyek jelzésére az összes Földrengési Observatoriumok hivatottak, kontinensünk sajátos földrengési viszonyainak és felépítésének ismeretéhez szolgáltat értékes adatokat („Budapest Európa földrengési hálózatának fájdal-

masan nélkülözött állomása” írja a Budapesti Földregési Observatorium megalapítása előtt Wiechert, a nagynevű szeizmológus.) Azon célból, hogy az Intézet ezen feladatának a jövőben még fokozottabb mértékben megfelelhessen, kívánatos volna műszerfelszerelését modern, erős nagyítású, kis lengésidejű, kiváltképpen gyöngé, közeli rengések regisztrálására szolgáló készülékekkel kiegészíteni. Hogy többek között a Budapesti Központi Földregési Observatorium fekvése földregészkutatási szempontból mennyire előnyös, azt az bizonyítja, hogy bár műszerfelszerelése összehasonlítatlannal gyöngébb, mint a Jénai Birodalmi Földregészkutató Intézeté, (amelynek modern készülékei kereken 10-szer érzékenyebbek a mieinknél), a délenrópai rengésfészkek közelségének következtében készülékeink évente jóval több rengést jeleznek, mint a jénaiak.

A földregések bekövetkezése előre nem jósolható meg, éppen azért a földregésjelző készülékeknek állandóan készen kell lenniök a regisztrálásra. Ez a körülmény okozza, hogy egy megfelelően működő földregészkutató hálózat fenntartása tekintélyes pénzbe kerül. Ugyanis a készülékeket az épülettől elválasztott és teherbíró talajra alapozott oszlopokra kell helyezni, nehogy a nem földregésektől eredő épületrezgések (amelyeket többek között szél, járkálás, gépek keltenek) zavarják a feljegyzéseket. Am ilyen viszonyok között a talajvíz elszigetelése lehetetlen, s a készülékek folytonos rozsdásodása miatt szükséges állandó javítás tetemes összegeket emészt fel. Hogy a készülékek sok vagy kevés rengést jeleznek, az már a fenntartási költségeket nem befolyásolja, mivel a műszerek állandó készenlétben tartása, érzékenységiük szakadatlan ellenőrzése a tagadhatatlannal tekintélyes pénzmenyiséget felemésztő, de elengedhetetlen előfeltétele a Földregési Observatoriumok kifogástalan működésének. Éppen azért a földregési szolgálat fenntartási költségeinek megítélésénél az egyedül lényeges és helyes szempont, hány intézet, mennyi műszerének üzemben tartását kell biztosítani.

Más kérdés, amennyiben feltevése tudományos kutatással szemben egyáltalán megengedhető, hogy érdemes volt-e áldozni az államoknak a földregészkutatás céljaira szolgáló tetemes összegeket, van-e ezeknek a vizsgálatoknak megfelelő gyakorlati jelentőségük. Elsősorban is vitatható, hogy csupán gyakorlati célzat és eredmények teszik indokolttá közpénzeknek tudományos célokra való fordítását, másodsor, amiut az alábbiakból kitűnik, az egész földkerekségen egységes terv szerint végzett földregési vizsgálatok gyümölcsöképpen *az alkalmazott földregésztan olyan kutató-eljárásai fejlődtek ki, amelyek segítségével a nemzeti vagyont hatékonyan meg lehet védeni a földregések, továbbá a technikai kultúra rohamos fejlődése következtében létrejövő és mind gyakoriabb, nagyobb mérvű egyéb eszközökkel el nem hárítható károsó áástól*; ebből a feladatkörből alakul ki a földregési szolgálatok harmadik, több ágra szakadó feladatköre: az alkalmazott földregésztani kutatás.

3. A rendszeres makroszeizmikus vizsgálatoknak köszönhetjük, hogy ma már a rengéskárok ellen sikeresen védekezni lehet és a védekezés nem kíván elviselhetetlenül nagy anyagi áldozatokat. A védekezés két főkérdése — ha a gazdaságosság szempontját is tekintjük — mely területekre terjedjen ki és a rengés erősségén kívül milyen tényezők befolyásolhatják a károsodást, amelyek csak az összes művelt országok együttes munkájával voltak tisztázhatók. Kétségtelen, ott, ahol egyszer földrengés volt, annak hasonló erősségekben való megismétlődése várható. Továbbá, a rengés károkozása a földmozgás abszolút erősségén kívül nagy mértékben függ az általajviszonyoktól. Így laza (homok, kavics,) eszszamlásra hajlamos (agyag), moesaras, a vékony, laza takaróval fedett szilárd talajon különösen, ha a takaró vízzel átitatott, ugyanolyan abszolút erősségű rengés jóval nagyobb károkat okoz, mint szilárd sziklán. Itt mindjárt meg kell jegyezmem, hogy a használatos geológiai térképek, amelyek inkább az altalajt felépítő rétegsorok időrendi egymásutánját és a gyűrődéses tektonikát emelik ki, nem megfelelők a makroszeizmológiai kutatás céljaira; a földrengéskutatónak különleges földtani térképekre van szüksége. Ezek a térképek a törési tektonika mellett a szeizmológiai szemponttól egyformán viselkedő, uralkodó kőzetfeleségeket összefoglalva tüntetik fel és arról is felvilágosítást adnak, hol fedi a rengéserősséget növelő 2 méternél vastagabb mállási takaró a szilárd kőzeteket. Nagy segítséget jelentene, ha Magyarországról e szempontok figyelembevételével készített legalább 1:200.000 méretű geológiai térképanyag rendelkezésre állana. E térképanyag elkészítésében, legyen szabad remélnem, hogy a Budapesti Földrengési Observatorium számíthat a Földtani Társulat és a Földtani Intézet megértő pártfogására.

Közfelfogás szerint Hazánkban a rengéskárok ellen védekezni felesleges, annyira energiaszegények rengéseink. Sajnos, ha a magyar földrengési katalógusba beletekintünk, ezt a nézetet nem látjuk indokoltnak. A kérdés megvilágításául az elmúlt utolsó másfél század néhány rengését kívánom idézni.

Az 1783. április 22-i rengés alkalmával Komáromban a vár és minden lakóház megsérült, Győrött és Ásott sok épületen keletkeztek falrepedések, Budakeszén a leomló falak 4 embert agyonverték. A csupán Komárom polgári lakóházaiban okozott kár 75.000 forint volt.

Az 1810. január 14-i móri rengéskor Mórött sok ház rombadőlt, a környéken különösen Bodajkon, Csákberényben, Fehérvár-curgón, Isztiméren, jelentős épületsérülések, 3 halott. Az okozott kár 360.000 forint.

Az 1858. január 15-i földrengés Zsolnán és környékén pusztított; az okozott kár jelentékeny lehetett, hogy összegszerűen mennyi volt, annak nem sikerült nyomára jutnom.

Az 1906. január 10-i földrengés Jókő, Jablonie, Aszós, Hradist, Korlátkő, Verbó épületeit tette tönkre.

Az 1911. július 8-i rengés főleg Kecskeméten, Nagykőrösön, Kerekegyházaán, Lajosmizsén okozott károkat.

Az 1925. január 31-i földrengés alkalmával magában Egerben veszedelmesen megsérült 200 ház, amelyből 15 teljesen lakhatatlanná vált, megrongálódott 2.000 kémény, 1.000 tűzfal. Ostoroson 406 épületből csak 8 maradt sértetlen: súlyos károk voltak még Kistályán, Andornakon, Egerszalókon. (200 ház rongálódott meg), Novajon, Felnémeten. A kár összeg 1.500.000 P.

Az egyébként gyöngye 1927. március 4-i várpalotai rengés alkalmával Várpalotán 255 ház sérült meg, a kár 4.600 P.

Kétségtelen, hogy rengéseink túlnyomó nagy része nem okoz kárt, azonban akadt közöttük a múltban is és sajnós, el kell készülnünk arra, hogy lesz a jövőben is károkozó magyar rengés. Erre való tekintettel a Jéuában rendelkezésemre állott és alább



Fig. 2. ábra.

részletesen felsorolt magyar rengésmonográfiák és katalógusok anyagát, ahol szükségesnek mutatkozott újra feldolgozva elkészítettem (2. ábra) Csonka Magyarország földrengési illetőleg földrengésveszélyességi térképét.*

* A következő magyar rengésmonográfiák és katalógusok a modern makroszeizmológia módszerével kiértékesített anyagát használtam fel a térkép készítésénél:

1. Az 1783-i nagy komáromi földrengésre vonatkozó eredeti hivatalos katonai és polgári jelentések.

2. Réthly Antal: Das Erdbeben von Mór am 14. Januar 1810. Földtani Közlöny XL. 227. Budapest, 1910.

A térképen az epicentrumok mellett külön-külön jelöléssel fel vannak tüntetve azok a területek, amelyeken olyan erős rengés volt, tehát várható a jövőben is, hogy a) egész helység elpusztult, b) tetemes épületkárok, c) jelentéktelen épületsérülések kísérték, d) földrengés éreztetett épületkárok nélkül, e) földrengés nem volt. Ha tehát a jövőben életbevágóan fontos közmű, új település elhelyezéséről lenne szó, e térkép alapján meg tudjuk mondani, várható-e a kiszemelt helyen károkozó rengés, amennyiben várható, ki tudjuk jelölni azokat a területeket, amelyeken való építkezés az altalajviszonyok miatt veszélyes. Rendes körülmények között, ha a kiszemelt terület felhasználása földrengési szempontból (altalajviszonyainál fogva) nem volna ajánlható, közvetlen közelében lehet találni másik megfelelőt, amelyen ugyanazon gazdasági előnyök várják az új létesítményt. A rengéskárok elleni védekezés további helyes módja az altalaj kiválasztás mellett a gondos alapozás.

Bár a bemutatott térkép ideiglenesnek tekintendő, nagy vonásaiban hű képet ad; a térképet a Budapesti Földrengési Obszervatóriumban rendelkezésemre álló, de még fel nem dolgozott magyar rengésmegfigyelési anyag figyelembe vételével kiegészíteni szándékozom a törési tektonikát is feltüntetve a Földtani Intézettől kapott, most készülő tektonikai térkép alapján, amelynek kilátásba

3. Saly August: Földrengések hazánkban különösen városunkban; történeti adatok és kéziratok nyomán. A Paunonhalmi Szent Benedekiek rév-komáromi algyumasimánának tizedik programja. Komárom, 1860.

4. Réthly Antal: Az 1894–95. években Magyarországon észlelt földrengések. Budapest, 1914.

5. Réthly Antal: Az 1896–99. években Magyarországon észlelt földrengések. Budapest, 1915.

6. Réthly Antal: Az 1900., 1901., 1902. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1909.

7. Réthly Antal: Az 1903. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1906.

8. Réthly Antal: Az 1904. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1906.

9. Réthly Antal: Az 1905. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1906.

10. Réthly Antal: Az 1906. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1907.

11. Réthly Antal: Az 1907. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1908.

12. Réthly Antal: Die Elemente des Kecske méter Erdbebens. Földrajzi Közlemények Vol. XXXIX. 152. Budapest, 1911.

13. Réthly Antal: Die Erdbebenkarte Ungarus. Gerlands Beiträge zur Geophysik Bd. XIII. 283. Leipzig 1914.

helyezett átengedéséért dr. Lóczy Lajos igazgató úr Önücltóságának előre is hálás köszönetemet fejezek ki.

Ezt az új térképet úgy akarom elkészíteni, hogy egyúttal rávilágítson arra is, meglévő iparvállalataink földrengésektől mennyiben veszélyeztetettek. Befejezésül a magyar rengésekről még csak annyit legyen szabad megeulítenem, hogy rengéseink túlyomórészt tektonikusak, van azonban köztük néhány beoulásos rengés is.

4. A házakban elhelyezett gépek (a kisipari üzemekéi meg a nagy gyárakéi egyaránt) u. n. „szabad erői” megrázzák úgy a gépet magába fogadó, mint a környező épületeket. Ha a házak tökéletesen merevek lennének és a talajjal is tökéletesen mereven lennének összekötve, akkor minden részükben ugyanúgy mozdulnának ki, tehát káros feszültségek nem keletkezhetnének. Ezzel szemben a nem tökéletesen merev épületek maguk is rezgésbe jönnek s (legalább is első közelítésben) rugalmasnak tekinthető alakváltozást szenvednek.

Ismeretes dolog, hogy a

$$p = P \sin \frac{2\pi t}{T}$$

periodikus erőből mozgatott és rugalmas erővel (surlódás mellett) egy ponthoz kötött M tömegpont mozgásegyenlete

14. Simon Béla: Az 1927. március 4-i várpalotai földrengés. Pótfüzetek a Természettudományi Közlönyhöz 1927. Budapest, 1927.

15. Simon Béla: Az 1929. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1930.

16. Simon Béla: Az 1930. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1931.

17. Simon Béla: Az 1931. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1932.

18. Simon Béla: Várpalota és környékének földrengései. Bányászati és Kohászati Lapok 1931. évi májusi száma.

19. Simon Béla: Az 1932. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1934.

20. Simon Béla: Az 1933. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1937.

21. Simon Béla: Az 1934. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1937.

22. Simon Béla: Földrengések Várpalotán és környékén 1038—1930-ig. Budapest, 1937.

23. Simon Béla: Az 1935. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1937.

24. Simon Béla: Az 1936. évi magyarországi földrengések. Budapest, 1937.

$$M \frac{d^2 a}{dt^2} + R \frac{da}{dt} + Da = P \sin \frac{2\pi t}{T} \dots \dots \dots (1)$$

ahol M a tömegpont tömege, R jellemzi a csillapítást, D a rugalmas erőt. A differenciálegyenlet megoldása (a viszonylag hamar lecsillapuló önrezgésektől eltekintve)

$$a = A \sin \left(\frac{2\pi t}{T} - \varphi \right) \dots \dots \dots (2)$$

ahol

$$A = \frac{P}{D} \frac{1}{\sqrt{\left[1 - \left(\frac{T}{T_0} \right)^2 \right]^2 + 4 \varrho^2 \left(\frac{T}{T_0} \right)^2}} \dots \dots \dots (3)$$

T_0 a rezgő pont saját rezgésideje, ε a csillapítás,

$$\varrho^2 = \frac{\log^2 \varepsilon}{1.9 + \log^2 \varepsilon} \dots \dots \dots (4)$$

Ha a matematikai tárgyalás egyszerűsége kedvéért úgy tekintjük a téglalap alaprajzú épületet, hogy mint egységes tömb rezeg, a rezgések egy-egy fal síkjával párhuzamosan történnek, a rezgésirányra merőleges falsík a rezgés folyamán is sík marad, és az általában esetlegesen süppedésének károkozó hatásától is eltekinthünk, a fal mozgásegyenlete hasonló típusú lesz mint az(1) alatti differenciálegyenlet és a vízszintes irányú legnagyobb kitérés értéke a max konstans szorzótól eltekintve a (3)-nak megfelelően a

$$V = \frac{1}{\sqrt{\left[1 - \left(\frac{T}{T_0} \right)^2 \right]^2 + 4 \varrho^2 \left(\frac{T}{T_0} \right)^2}} \dots \dots \dots (5)$$

tényezőtől függ; T itt a gép másodpercenkénti forgásszámúak reciprokja (a géprezgés rezgésideje) T_0 a ház saját lengésideje ε a csillapítása és mint előbb

$$\varrho^2 = \frac{\log^2 \varepsilon}{1.9 + \log^2 \varepsilon} \dots \dots \dots (4)$$

Tehát a legnagyobb kitérés értéke (= a házrezgés tágasága) a ház lengésidejének a géprezgés periodusához való viszo-

nyától és a ház esillapításától függ; az előidézett rezgések periodusa a (2) egyenleteknek megfelelően megegyezik a gép periodusával. Legnagyobb a házrezgés tágassága rezonancia fordulásokkor, ha a V függvénynek maximuma van, esetünkben, amikor $T=T_0$.

Mivel tapasztalat szeriut a házak esillapítása kicsi, 1.1–1.7 között mozog, a rezonancia éles, tehát ha a ház- és géprezgés megegyező periodusu, az előidézett házrezgés tekintélyes tágasságúvá uőhet, viszont a gép ellangolásával a vízszintes irányú házrezgés tágassága s ezzel együtt a káros feszültségek mérve tekintélyesen lecsökkenhető.

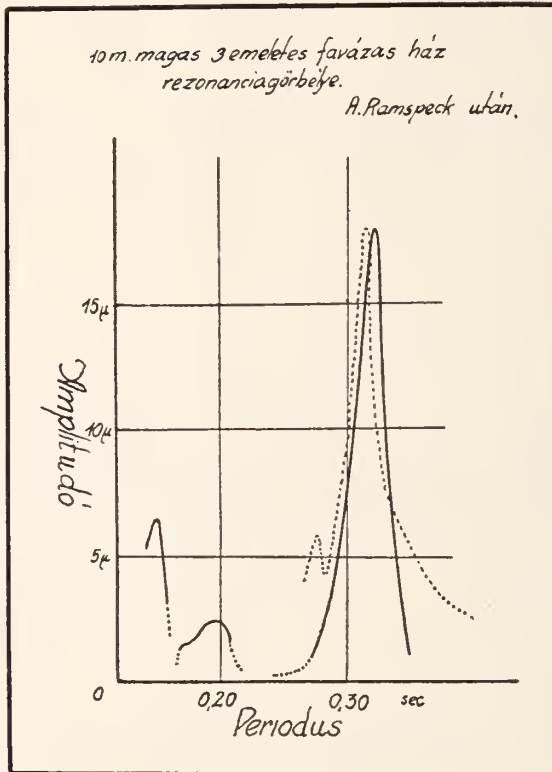


Fig. 3. ábra.

Ez a körülmény teszi kívánatossá a házak saját rezgésidejének, esillapításának meghatározását.

A T_0 saját rezgésidő meghatározása úgy történik, hogy a gép fokozatosan növekvő vagy esökkenő fordulatszámánál a lehető magasan az épületben elhelyezett rezgésmérő regisztrál. Felrajzolva a kényszerített házrezgések rezgésidejének és amplitudójának összefüggő értékeit feltüntető rezonanciagörbét, abból a ház saját rezgésszáma leolvasható, t. i. itt a görbének éles maximuma van (3. ábra).

Az ε meghatározása végett a gép fordulatszámát fokozatosan növelve erőteljes rezgésbe hozzuk az épületet, majd a gépet hirtelen megállítjuk és a rezgésmérővel a csillapodó önrezgéseket regisztráljuk. Két egymásutáni amplitudó hányadosa az ε . De történelhet az ε meghatározása a rezonancia-görbéből is, legyen

$$\begin{matrix} a T_0 & a & T = T_0 \\ a T & a & T = T \end{matrix}$$

periodusu kényszerített rezgésnél a mért amplitudó, akkor

$$\log \varepsilon = \frac{1.36 \left[1 - \left(\frac{T}{T_0} \right)^2 \right]}{\sqrt{4 \left(\frac{a T_0}{a T} \right)^2 - \left[1 + \left(\frac{T}{T_0} \right)^2 \right]^2}} \dots \dots (6)$$

Nem lesz érdektelen talán, ha néhány adatot említek a szóbanforgó házrezgés jellemzőkre vonatkozóan:

1) 10.7 m hosszú, 7.5 m széles, 16 m magas kőből és téglából készült épületre

$$T_0 = 0.26 \text{ sec}$$

$$T_0 = 0.23 \text{ sec}$$

$$\varepsilon = 1.7$$

$$\varepsilon = 1.7$$

a rövidebbik

a hosszabbik

oldallal párhuzamos rezgésekre.

2) 3 emeletes 10 m magas tavázas téglakeretkitöltésű háznál a hosszanti fal irányába eső rezgésekre

$$T_0 = 0.32$$

$$\varepsilon = 1.11$$

3) 10 m magas, 72 m hosszú, 17 m széles üzemi épületnél (szémosóműnél)

$$T_0 = 0.83$$

$$\varepsilon = 1.05$$

a rövidebbik oldal irányába eső rezgésekre. Ez utóbbi épületnél 11 %-al elhangolva az egyik rezonancia-rezgéseket kiváltó gépet, a házrezgések 77 %-al esökkentek. Mivel a gépipar mind gyorsabb forgású gépeket termel, az építőipar a jobb helykihasználás végett nagyvárosokban mind magasabb épületeket emel — az épületek saját rezgésszáma emeletenként 0,1 sec lévén — a káros rezonanciaesetek a jövőben szaporodni fognak, ezért az épületek elhárítható károsodásának megelőzése végett nagy jelentőségű a házrezgésvizsgálatok megindítása. Sajnos, már Budapesten is van néhány géprezgésektől megsérült ház; a Székesfőváros fel is kérte a Budapesti Földrengési Obszervatoriumot az ezirányú vizsgálatok lefolytatására arra való tekintettel, hogy jövőben a káresetek szaporodása várható.

5) Hasonlóképpen veszélyeztetni az utcai forgalom a házak ép-ségét, most a részletekbe nem kívánok becsajtkozni, csak azt emlí-tem, hogy ezen a réven is károsodás fenyegeti a nemzeti vagyont és pedig két okból, a rezgések előidézte káros feszültségek keletke-zése folytán (a károkozás említett tényezője hasonlóképpen tár-gyalható, mint a géprezgéseké) meg a létrejövő talajsüppedések kö-vetkeztében. Ez az utóbbi kérdés átvezet az alkalmazott földrengés-tan egy másik fontos ágához, a dinamikus altalajkutatós proble-matikájához.

6) Két párhuzamos tengely mindenike körül forogjon egy-mással ellenkező irányban egy-egy excentrikusan elhelyezett tö-meg, amelyek kölesönös helyzete legyen olyan, hogy a vízszintes erőösszetevők egymást minden pillanatban megsemmisítsék. A si-

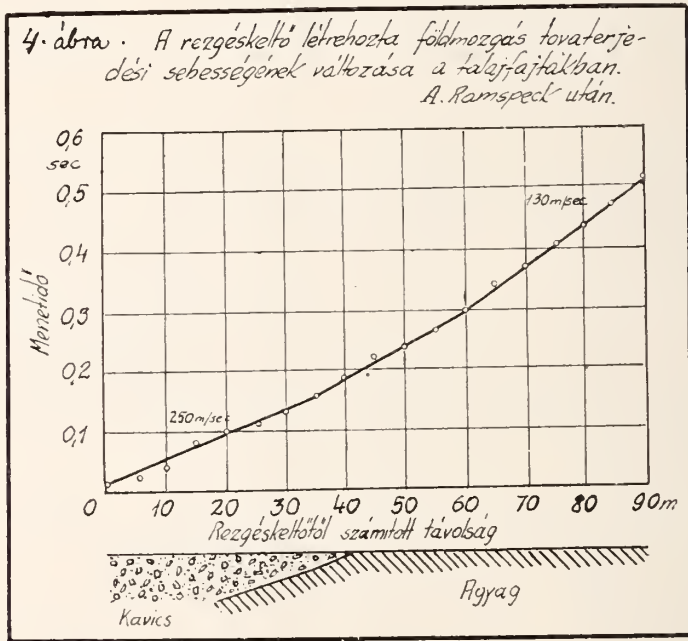


Fig. 4. ábra.

ms függvény szerint változó nagyságú függélesen irányított erők stacionárius sinus-rezgéseket illetve tovaterjedő rugalmas hullámot keltenek. Mérhető a rezgéskeltő erő periodusa, a rezgéskeltő által az időegység alatt felhasznált energia, a rezgéskeltő besúlyodése, magán a rezgéskeltőn és kiterjedt környezetében létrejött földmoz-gás tágassága, fázisa. Ezekből az adatokból meg lehet határozni a rezgés terjedési sebességét, a rezgéskeltővel terhelt talaj saját rez-gésszámát, csillapítását, a létrejött földmozgás tágasságának a rez-géskeltőtől számított távolsággal való változását. A következőkben rövidség kedvéért csupán a terjedésssebesség mérésekből folyó,

néhány nagy gyakorlati fontosságú alkalmazással fogok részletesen foglalkozni, a többiekre esupán utalok.

A létrejövő rezgés tovaterjedési sebességének meghatározása úgy történik, hogy a vizsgálandó területen keresztülfektetett szelvények különböző pontjain rezgésmérővel feljegyeztetve a földmozgást meghatározzuk ugyanazon rezgésfázis (pl. egy kiválasztott legnagyobb kitérés) megérkezésére szükséges időt

$$t = t_P - t_{P_0}$$

(t_P időpontban jut el a P pontba a rezgéskeltőnél — P, — a t_{P_0} időpontban mért legnagyobb kitérés). Ha a PP_0 távolság s , akkor a v sebesség

$$v = \frac{s}{t} \dots \dots \dots (7)$$

Az s és t összetartozó értékeit feltüntető görbe a menetgörbe.

Kitűnt, hogy az építkezési altalajul szolgáló laza üledékeknek a teherbírása kapcsolatba hozható az említett hullámok terjedési sebességével, minél nagyobb a terjedési sebesség, annál teherbíróbb az altalaj (4. ábra). Tájékoztatóul álljon itt a következő R a m s p e e k A-tól eredő táblázat:

Talajminőség	Terjedési sebesség m/sec	A talaj teherbírása megengedett terh. kg/cm2
Mocsaras	80	0,0
Finom sz. homok	110	1,0
Közepes sz. homok	150	2,0
Agyagos homok	170	2,5
Kavics kövekkel keverve	170	2,5
Finom szemű homok 30 % közepes homokkal keverve	190	3,0
Közepes sz. homok (szálban)	220	4,0
Márga	220	4,0
Kavics (4 m vastag homok alatt)	330	4,5
Durva kavics	420	4,5

Továbbá, ha a menetgörbe egyenes, azt jelenti, hogy a talaj tekintélyes mélységig egyenletes felépítésű (a növekvő távolságban regisztrált rezgéstágasság tehát exponenciális görbének megfelelően folytonosan fogy) míg a rétegzettség abban nyilvánul meg, hogy a menetgörbe megtörik (a rezgéstágasság a hullámtalálkozás jelenségének megfelelően a távolság növekedtével nem fogy folytonosan); könnyen kimutatható tehát az építési altalaj egyenletes teherbírását megbontó régi folyammeder (5. ábra). Összehasonlítva mesterséges töltésen a rugalmas hullám tovaterjedési sebességét a

„száلبan álló” kőzetben mérttel, amelyből a töltés anyaga vőtetett, el lehet dönteni, várható-e a töltésen további süppedés? Ebben az esetben ugyanis a töltésen jóval kisebb lesz a hullám tovaterjedési sebessége, mint a „száلبan álló” kőzetben.

Mivel a beton úttestben az u tovaterjedési sebesség értéke

$$u = \sqrt[3]{\alpha h u} \sqrt{\frac{E}{3 \sigma}} \dots \dots \dots (8)$$

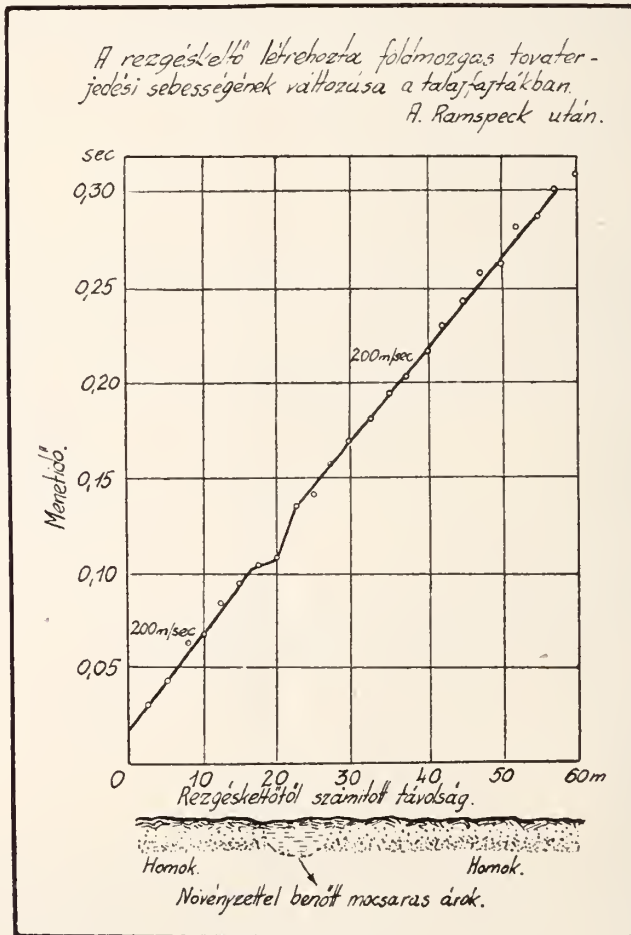


Fig. 5. ábra.

ha h a betonlapok vastagsága, E a rugalmassági modulus, n a rezgőszám, σ a sűrűség; a beton úttestben meghatározva a rezgőkeltővel létrehozott rugalmas hullám terjedési sebességét az út

egész kiterjedésére gyors vizsgálattal megállapítható, hogy az előírt minőségű anyagból készült-e az úttest? További érdekes eredménye a vizsgálatoknak, hogy a „szálaban álló” és évtizedek-évszázadok alatt egy helyben volt, az eső- és más tényezők behatására megállapodottaknak hitt laza üledékek rezgések hatására tovább ülepedhetnek. Egyik magyarázata annak a megfoghatatlannak feltűnő jelenségnek, hogy a Duna régi árterében húzódó, újabban hirtelen megnagyobbodott forgalmú pesti utcák egyes régi jól megépített házai látszólag minden ok nélkül repedezni kezdenek. A rezgések különösen akkor bírják gyors süppedésre a talajt, ha rezgésszámuk a talaj rezgésszámával megegyezik. Ez a megfigyelés a föltések anyagának rezgésekkel való, a régieknél sokkal gyorsabban célra vezető új tömítő eljárásra vezetett.

Az altalaj saját rezgésszámát meghatározva elkerülhetjük, hogy gépalapozások szenvedjenek a rezonancia-rezgésektől. Érdekes egyébként, hogy a terjedési sebesség viselkedéséhez hasonlóan minél nagyobb az altalaj saját rezgésszáma, annál nagyobb teherbírása (a megengedett terhelés). Általában a sebesség-érték egy-egy szelvény (terület) átlagos teherbírásának, a saját rezgésszám az illető hely közvetlen környezetében a megengedhető terhelésnek a mértéke. Nagy csillapítás a rezgéskeltőnek a rezgések hatására való erős besülyedésével párosulva arra mutat, hogy a megterhelt altalaj az illető helyen süppedésre erősen hajlamos.

Egyébként a dinamikus altalajkutatás nem csak a vázolt technikai-gyakorlati szempontból jelentős, hanem a makroszeizmológia nézőszögéből is, hiszen éppen az altalajnak és az épületnek a rezgésekkel szemben való viselkedése dönti el, milyen károkat okoz a rengés, ami viszont a rengéserősségmeghatározás alapja. Éppen azért az eddig tárgyalt alkalmazott földrengéstani vizsgálatok szervesen beleilleszkednek a földrengéskutató Intézetek munkakörébe.

7) Szándékosan utolsónak hagytam a természetes talajkínések szeizmikus módszerrel való kutatását; bár ez is Földrengési Obszervatorium munkakörébe tartozónak látszik és a közel múltban lefolyt külföldi tanulmányntam alatt különös érdeklődésem tárgyát képezte, éppen e tanulmányaim folyamánaképpen e munkakör gyakorlati művelését nem tekintem Intézetünk feladatának. A geofizikai módszerekkel való altalajkutatás különböző eljárásai (gravitációs, elektromos, mágneses, szeizmikus kutatómódszer) az altalaj felépítésének megfelelően alkalmazandók. Helyes tehát, ha az összes módszerekkel való kutatás végzése egy intézet, nálunk a br. Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet, Németországban a Preussische Geologische Landesanstalt Geophysikalische Abteilung-ja kezében összpontosul.

A szeizmikus altalajkutató eljárás ennek következtében esepán abban a vonatkozásban érdekli a Budapesti Földrengési Obszervatoriumot, amikor tulajdonképpen nem is hasznosítható anyagok felkeresésére irányul, hanem az altalaj rugalmas állandóinak meg-

ismerésére: egy új földrengési Intézet helyének kiválasztásánál a robbantással keltett rugalmas hullámok terjedési sebességének megállapításával, a menetgörbéjük taglalásával eldönti, hogy a kiszemelt területen célszerű lesz-e felépíteni a Földrengési Observatorium új épületét.

A Budapesti Földrengési Observatorium jelenlegi felszerelésével csupán a makroszeizmikus és mikroszeizmikus kutatásokkal foglalkozhat s e munkájával egy nagy nemzetközi tudományos munkaprogramm végrehajtásának részese, amelynek célja a Föld titokzatos belsejének feltárása. Nagyon kívánatos volna felszerelésének olyan mérvű kiegészítése, hogy épületrezgés és dinamikus általajkutató vizsgálatokat is végezhesen s ezek révén mint a nemzeti vagyon hivatott őrzője sajátos nemzeti hivatását is betölthesse.

* * *

Zusammenfassung. Es wird über den Aufgabenkreis des Seismologischen Observatoriums in Budapest in der internationalen Erdbebenforschung — Makroseismologie, Mikrozeismologie und auf dem Gebiete der angewandten Seismik — besprochen, und eine neue seismische Karte Ungarns vorgelegt.

CRISTOBALIT VON DER UMGEBUNG VON SÁROSPATAK.

(Mit 4 Figuren und einer mikrophot. Tabelle.)

(Auszug.)

Von *E. Lengyel*.

Verfasser macht uns mit einem Litophysen und Sphärolithen enthaltenden Rhyolith bekannt. In diesem Rhyolith kommt Cristobalit zum Vorschein: das Gestein ist ein licht rötlich-branner, löchriger Rhyolith, mit Oligoklasandesin, Biotit und Quarz: in der Grundmasse kann man Glas und Sphärokrystalle beobachten. An den Partien, wo 3 oder mehrere Sphärokrystalle sich zusammen treffen, zwischen den Lücken erscheint der Cristobalit in charakteristischer Ballenstruktur. Der Durchmesser der isometrisch tafelförmigen Körner ist etwa 30—60 μ . Parallele Zusammenwachsung, Zwillinge nach 111, rosettenartige Gruppen sind häufig. Ihre Lichtbrechung ist viel kleiner, als dies des Kanadabalsams und des Opals. Ihre Doppelbrechung ist gering. Der Charakter der Längsrichtung nach ist +. Am Rande der Cristobalit-Individuen kommt auch Tridymit in geringer Menge zum Vorschein.

Von der Untersuchung kann man auf die folgenden genetischen Folgerungen schliessen: 1. Der Cristobalit wie auch der Tridymit verdanken ihr Entstehen den thermalen Vorgängen durch die — an den Verwerfungslinien beobachtbare — postvulkanische

Tätigkeit, hohe Temperatur und durch die — von der Tiefe diffundierenden Mineralisatoren — gewann das Glas des Rhyolits eine sphärokristallinische Struktur; in den Mittelräumen der in Gruppen oder Bänder gereihten spärlichen Aggregaten hat sich von dem Glas des Gesteines Cristobalit und Tridymit gebildet. 2. Die Tatsache, dass das Gestein unverändert blieb, beweist, dass die Sphärokristalle erst später entstanden sind. Die Mikrolithen, Pigmentkörner sind auch in ihrem Inneren in fluidaler Anordnung anzufinden. Die Sphärokristalle sitzen an den Rändern der ursprünglichen Hohlräume, wo die kristallisierende Wirkung am stärksten war. 3. Da die Sphärokristalle an den äusseren Rändern in Cristobalit übergehen, ist das Material des im Inneren befindbaren SiO_2 Fasern vermutlich kein Quarz, sondern eine cristobalitführende, an der normalen Temperatur stabiler α Cristobalit enthaltende Abart, die unter der Wirkung der hohen Temperatur entstanden ist.

4. Die Ergebnisse der optischen Untersuchungen beweisen auch die Anwesenheit von Cristobalit in dem Inneren der Sphärokristalle.

5. An den Stellen, wo das Gestein dauernd unter postvulkanischer Wirkung stand, ist der zentrale Teil der Sphärokristalle kaolinisiert. Dies beweist, dass in seinem Entstehen ausser dem SiO_2 Fasern auch der Feldspath teilgenommen hat.

6. Das untergeordnete Erscheinen des Tridymit weist auf pneumatolitische Wirkung hin.

PLEISZTOCÉN ÉLES KAVICSOK A DÉLI-BAKONYBÓL.

Irta: Dr. *Jaskó Sándor*.

PLEISTOZÄNE DREIKANTER AUS DEM SÜDLICHEN BAKONY.

Von *S. Jaskó*

Az 1937. év július havában, a m. kir. Földtani Intézet t. Igazgatóságának megtisztelő megbízása alapján dr. Liffa Aurél műegyetemi ny. rk. tanár úr felvételi csoportjába beosztva, tűzálló agyag után kutattam a Déli-Bakonyban, Zalahaláptól északnyugatra fekvő Ódörögdpusztán. *H e d r y S á n d o r* birtokán, éles kavicsokra akadtam. A leletek tökéletes fejlettsége és települési körülményei, érdemessé teszik, vele foglalkozni.*

A lelőhely pontos megjelölése és földtani leírása a következő: Ódörögdpusztától két kilométerre északra noricumi földolomit sziklák emelkednek, melyek fedőjében az *Assilina spira* de Roissy

* Ezúton mondok köszönetet a m. kir. Földtani Intézet tek. Igazgatóságának, hogy dolgozatom közlését engedélyezte.

zónájába tartozó (Intécien korú) nummulinás mészkő jelenik meg. A felszínen heverő rengeteg kimmált kövület közül, mint leggyakoribbakat a következőket határoztam meg: *Lithothamnium* sp., *Nummulina striata* (B) Burg., *Nummulina perforata* (A) de Montfort, *Nummulina perforata* (B) de Montfort, *Nummulina millecaput* Boubée var. Dufrenoy (B) d'Archiae et Haime. *Assilina spira* de Roissy, *Assilina mamillata* Desh., *Assilina placentula*, *Serpula subcorrugata* Oppenheim, *Pecten biarritzensis* d'Arch., *Spondylus varispina* Desh., *Velates* sp. Ezekén kívül még több rossz megtartású korál és tüskebőrű töredék is került elő. Dél felé mediterrán kavics és homok takarja a felszínt. A 222-es magasságú ponttól 450 m-re 005° irányban, a nummulinás mészkő és földolomit réteghatárán mélyesztett kutatógödröm legfelső rétegei a következők voltak:

1. 0.00—0.20 m. Barna, homokos agyagtalaj.
2. 0.20—0.60 m. Kissé agyagos homok.
3. 0.60—1.25 m. Narancssárga agyag. Prelutécien.
4. 1.25—2.15 m. Fehér agyag. „

A második réteg aljáról több éleskavics, mogyoró-almanagyságú lecsiszolt dolomitgörgeteg került elő. Az akna falán látni lehetett, hogy a kövek mind hegyüikkel felfelé, egysorban ágyazódtak be a homokba. Nem alkottak összefüggő réteget, hanem átlag 20—30 cm-es közök választották el őket egymástól.

Négy jellegzetesebb darabot a mellékelt XV. tábla szemléltet. Az első éles kavics (1—1a. sz.) hosszában megnyúlt; alsó oldala érdes tapintású, ripacsos, első oldalán a megnyúlt alakúak megfelelően egy hosszanti él vonul végig, két, tompa szögben találkozó, zsírfényű, síma lapot határolva el. A harmadik lap fejletlen, érdes felületű, a másik kettőnél sokkal kisebb.

A második kavics (2—2a. sz.) felső oldala igen szép szabályosan fejlett, háromoldalú tompa piramishoz hasonló. Az egymást erősen tompa szögben metsző síma lapok élei egyenes vonalúak. A kő alsó oldalát több meglehetősen síma felületű esiszolt lap határolja. Ebből az következik, hogy a kavics valamely külső erő hatására többször kimozdult nyugalmi helyzetéből, s aszerint, ahogy más és más oldala került a felszínre, váltakozva esiszolódtak le egyes felület részei.

A legnagyobb, kb. almanagyságú görgetegen (3—3a. sz.) három jól fejlett, tompa zsírfényű lapot látunk, melyek a derékszöghöz közelítő, tehát aránylag kevésbé tompa szög alatt metszik egymást. A lapok határvonalai élesek, de a esűes le van esorbulva. Az alsó fél gömbölyű felületét repedések preformálta kisebb ripacsok fedik.

A legkisebb kavics (4—4a. sz.) alig nagyobb, a mogyorónál. Alja gömbölyded, felső része szabályos három oldalú piramis. Anyaga lazán porló, tehát jóval puhább az előző hároménál. Lapjai ennek következtében mattak, nem csillogók.

Az összes kavicsok anyaga dolomit, mely a kutatógödörtől alig tíz méterre felszínre bukkanó sziklából származik. Az éles kavicsok mind sarkukkal felfelé, egyszintben heverték, tehát feltétlenül megbolygatatlan helyzetben voltak kiásásunkig. Az őket körülzáró, eredetileg mediterrán homok, azonban valószínűleg másodlagos helyzetben van. Feltételezhetően a szél sodorta erre a helyre, miközben síma lapokat esiszolt az agyagtalajon heverő dolomitkavicsok felületére. Az ódörögdi éles kavicsok keletkezésének pontos idejét nem tudjuk biztosan.

Hogy nem a jelenkorban keletkeztek, azt a felettük levő agyagos homokrétegek taunsítják. Igen valószínű, hogy a Papp Károly¹ által ismertetett károlyvárosi, esömöri és iváni leőhelyek analógiájaként a pleisztocénben jöttek létre. Vendl A.² Pomázról említ hasonló pleisztocén sarkos kavicsokat id. Lóczy L.³ innen a Balatonfelvidékről recens sarkos kavicsokat, a felszínen heverő, jelenleg is koptatásnak kitett szélmarta bazalt és kvareit görgetteket. Feltételezi azonban, hogy már a pleisztocénben is képződhettek ilyenek, hiszen a defláció már akkor működött ezen a tájon. Id Lóczy L. e feltevését megerősíteni látszanak leírt újabb leleteink.

Készült a kir. m. Pázmány Péter Tudományegyetem Földtani Intézetében.

* * *

Nördlich der Ortschaft Zalabáláp liegt im Bakonygebirge das Gehöft Ódörögdi, in dessen Nähe mehrere Dreikanter gefunden worden sind. Einige schönere Stücke sind auf der Tafel abgebildet, n. zw. von oben (Fig. 1—4) und von der Seite (Fig. 1a—4a). Das Material dieser Dreikanter besteht aus norischem Dolomit; sie erreichen die Haselnuss- bis Apfelgrösse. Sie wurden im 0.6 m Tiefe gefunden, wo sie mit den Ecken nach oben gerichtet in derselben Schicht lagen, an der Grenze des ungelagerten mediterranen Sandes und prähteten bunten Tones. Ihr Entstehungsalter fällt wahrscheinlich ins Pleistozän.

* * *

IRODALOM. — SCHRIFTTUM.

1. Papp Károly: Éles kavicsok (Dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin (steppéin). Földt. Közl. 1899. XXIX. köt. 135—147. old.
2. Schafarzik—Vendl: Geológiai kirándulások Budapest környékére. Budapest. 1929.
3. Lóczy Lajos: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. Budapest, 1913. p. 505—512.
4. v. Lengyel Endre: Tengerparti éleskavicsok. Földrajzi Közlemények. 1928. Bd. LVI. p. 93—102.
5. Benda László: Az éleskavicsok keletkezésének mechanodinamikai törvényei. Földt. Közl. 1930. Bd. LX. p. 95—109.

TÁRSULATI ÜGYEK GESELLSCHAFTSANGELEGENHEITEN

ÜNNEPI BESZÉD A SZARVASI ÖREGDIÁKOK SZONTAGH TAMÁS EMLÉKÉNEK LELEPLEZÉSEKOR.

Mindnyájunkat kik ma itt összejötteünk a szeretet hozott össze. Szeretet Dr. Szontagh Tamás iránt, ki ez iskola falai között élte boldog diákéveit, s imen indult el az élet nagy iskolájába.

Most, hogy ninesen már közöttünk, öreg diák társai olyannak találták életének munkásságát, hogy követésüül, emlékezetének megörökítésére emléktáblát állítottak fel.

Hogy mi volt Dr. Szontagh Tamás ennek a sokat szenvedett országnak, azt nálamnál sokkal hivatottabbak mondták el, de, hogy miye volt a Földtani Intézetnek, és a Földtani Társulatnak, ezt szabad legyen nekem pár szóval elmoundanom.

Ha a hazai földtani irodalmat lapozgatjuk, előtünik Dr. Szontagh Tamás nagy tudása és sokoldalú munkássága. Mint geológus első volt az elsők között, bejárta az egész Magyarországot, de kedvence felvételi területe a nagy Bihar-hegység volt. Ennek a területnek tanulmányozására fiatalabb kartársaival egész expediciót vezetett. Különösen a gyakorlati kérdések tanulmányozásában vett nagy szorgalommal részt, s a bányageológiában, az agrogeológiában, balneológiában vagy a vízellátási kérdésekben, a hydrologiában Szontagh tudása és gazdag élettapasztalatai úgyszólván nélkülözhetetlen volt.

Ez a sokoldalú munkakészség indította a Földtani Intézet felettes hatóságát, hogy Böckh János halála után Szontagh Tamás lett megbízva a Földtani Intézet ideiglenes vezetésével, majd idősb Lóczy Lajos igazgató kinevezése után az intézet aligazgatói teendőit látta el nagy buzgalommal.

De nemesak a Földtani Intézet gondol elismeréssel és halálával Dr. Szontagh Tamás működésére, hanem a Magyarhoni Földtani Társulat is, melynek legrégebb tagja több egykluson át elnöke, tiszteleti és választmányának haláláig a legtevékenyebb tagja, a magyarhoni földtani Társulat hydrologiai szakosztályának pedig egyik megalapítója volt. Én Dr. Szontagh Tamással közel három evtizedig voltam együtt s ez idő alatt meg tanultam őt tisztelni, becsülni és szeretni azt a feljebbvalót, ki kartársainak mindenkor, minden ügyükben a leglelkesebb pártfogója s olyan jó barátja volt. Jóságát és szeretetét legjobban kimutatta a háború alatt, amikor a Földtani Intézet tagjai közül sokan bevonultak s teljesítették hazafias kötelességüket. Az az aggódo szeretet, mivel a távollevőkkel érzett, az a szinte atyai büszkeség, mikor látta azt, hogy fiatal kartársai a beesület mezején is megállják helyüket s szebbnél szebb kitüntetést hoznak haza, lelkét nagy örömi töltötte el.

De jött az összeomlás, a kommunizmus, amikor a területvédő

ligánáli szereplése miatt, őtet is elmozdították az állásából. Ekkor ismertük meg igazán az ő nagy magyar lelkét, a mikor már minden elvesztve gondoltunk s csaknem kétségbe estünk, lelkét öntött belénk s megtanított bízni az Isten egy örök igazságában.

Erről a hitünkről teszünk itt ma tanúbizonyságot kedves Tanúbátyánk s ezzel a hitvallással teszem le emléked előtt a m. kir. Földtani Intézet koszorúját.

Dr. Emszt Kálmán.

LACZKÓ DEZSŐ.

A kultusz-kormány, a tudományos világ képviselői, egyházi és világi előkelőségek jelenlétében leplezték le szobrát a veszprémi Erzsébet-kertben, halála után csaknem pontosan öt évvel, 1937. okt. 24-én.

A művészi szobor tudós munkába révedve, darab ásvánnyal s kalapáccsal a kezében ábrázolja L a c z k ó D e z s ő nemes alakját.

L a c z k ó 1860. júl. 21-én született Trencsénben s középiskolai tanulmányainak végeztével a kegyesrendiek sorába lépett. Nagy természetimádata, mely elkísérte egész életén át, kora ifjúságában nyilatkozott meg már s így egész természetes, hogy az egyetemen a természet-tudományok vonzzák. Mint földrajz- természetrajzszakos tanár 1886-ban nyert oklevelet s rövid kétéves privígyei, debreceni és keeskenéti tanárkodás után már 1888-ban Veszprémben találjuk. A fölvidéki városainkra emlékeztető Veszprém s a vadregényes Bakony döntő szerepet játszottak a fiatal paptanár életében, ki lelkében magával hozta ide ifjúságának legszebb emlékeit: A gyermekkorában egyszer megcsodált Felvidék égbenyülő, remekszép hegyeit, tanárkodása első állomásának feledhetetlen tájait s délibábos Alföldünk tengersíksík rónaságát. Laczkó, 44 évet töltött Veszprémben s bátran mondhatjuk, hogy alig volt ember, ki így ismerte lakhelyét annak tágabb környékét, mint ő.

L ó e z y az 1890-es években megkezdett balatoni kutatásaival kapcsolatban n. i. rövidesen megismerkedett L a c z k ó-val, kiből nélkülözhetetlen munkatársat lett, ki lelkesen gyűjtögette a készülő balatoni monográfia érdekében L ó e z y-nak a paleontológiai anyagot. L a c z k ó e munkájában rövidesen oly bámulatos szakismeretre tett szert, hogy a Magyar Földrajzi Társaság Balatoni Bizottsága 1894-ben megbízta Veszprém és tágabb környéke geológiai leírásával. Nagy odaadással végzett kutatásairól 1898-ban a Magyarhoni Földtani Társulat egyik szakülésén számolt be, fáradhatatlan munkája eredményeit pedig „Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása” című nagy munkájában publikálta, mely a L ó e z y által szerkesztett Balaton Tudományos Tanulmányozásának Eredményei című, sorozatos mű I. kötetében látott napvilágot. L a c z k ó alapvető munkájában kitűnő rajzát adta a Balatonfövidéki triaszgeológia fejlődéstörténetének, Veszprém és környéke területi szerkezetének, hegy- és vízrajzának.

nagy alaposággal írta le a terület ásvány-földtani fölépítését, fácies-beli kialakulását, tagozódását s alpesi vonatkozásait. Munkájában Laczkó oly kitünő szakembernek mutatkozott be, hogy tudását az egész geológus világ elismerte s több új kövületet neveztek el róla. Ezek: *A Dinarites Laczkói*, Arth., *Hybodus Laczkói*, Jac k., *Megalodus Laczkói* R. Hoern., *Anolcites Laczkói* Dien., *Mysidioptera Laczkói* Bittn., *Kokenella Laczkói* Kl., *Rhynchonella Laczkói* Bittn., *Dimorphostraca Laczkói* Papp.

A bakonyi triász állat- és növényvilágának hazánkban Laczkó volt legnagyobb ismerője a Veszprémvármegyei Múzeumban ránkmaradt gyűjteményei tanuskodnak erről a szaktudásról és precizitásról, amellyel a bakonyi triász gazdag paleontológiai anyagát földolgozta s tette hozzáférhetővé és ismertté nemcsak hazánkban, de a külföldön is.

Gyűjtő munkájában a szerenese is kedvezett Laczkónak s így talált rá többek közt a veszprémi Jeruzsálem-hegyi márgában az egész világon teljesen egyedülálló s Jac ek l által *Placochelys Placodontá*-nak nevezett, fogas tekuősbékára, melyet a Magyar Földtani Intézet gyűjteménye őriz.

Geológiai munkássága mellett azonban Laczkó mindenekelőtt Veszprémvármegye régiségeit hordta össze nagy szorgalommal s dolgozott bámulatos szívóssággal a Veszprémi Múzeum megteremtésén, mely álma 1925-ben vált valóra, amikor a maga és tanítványai által összehordott anyag, sok viszontagság után, a jelenlegi múzeum modern épületében nyert elhelyezést s a gyűjteményt a kormányzó személyesen adta át rendeltetésének.

Laczkó, muzeális munkásságát is összekapcsolta a geológiával, mit a veszprémi múzeum mintaszerű ásványgyűjteménye igazol, hol Veszprémvármegye valamennyi kőzetét megtaláljuk. Geológiai kutatásai közben bukkant rá egyébként Ságváron a renszarvassal és őslóval együtt élő, egyetlen ismert löszbe temetett, ősember maradványra is, amiről 1927-ben, amikor a Szt. István Akadémia tagjává választotta, „A ságvári felső diluviális lösztelep” e. számolt be.

Nem lenne teljes kis biografiám, ha nem szólnánk röviden Laczkó-ról, a nemesszívű s mélyérzésű emberről, kinek szerénységét, önzetlenségét és hazaszeretetét misem jellemzi jobban, mint az, hogy amikor östeknős leletért a németek 5000 márkát ajánlottak neki, azt nemes gesztussal ntasította vissza s adományozta ingyen a Magyar Földtani Intézetnek.

Laczkó, modern értelemben vett polihisztor volt, ki fáradhatatlan munkásságával elsősorban szűkebb hazájának, Veszprémnek és Veszprémvármegyének szerzett külföldön hírt és nevet. A Veszprémvármegyei Múzeum megteremtésén kívül az oplényi, Olaszfalu-perepusztai gazdag mangán- és banxittlepek föltárása is az ő nevéhez fűződik s Veszprém joggal büszke nagy fiára, akinél méltóbbnak szobrot nem állíthatott volna az ősi város!

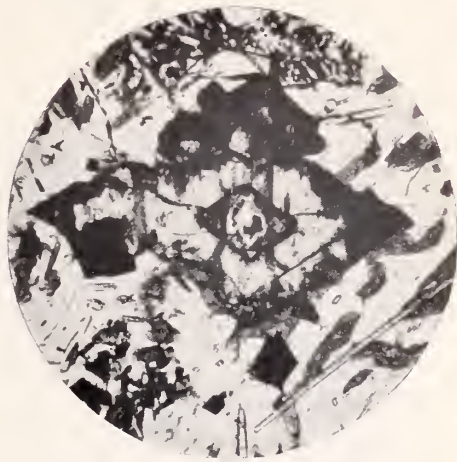
Faller Jenő.

MAURITZ B. es HARWOOD H. F.: A Sághegy bazaltja.

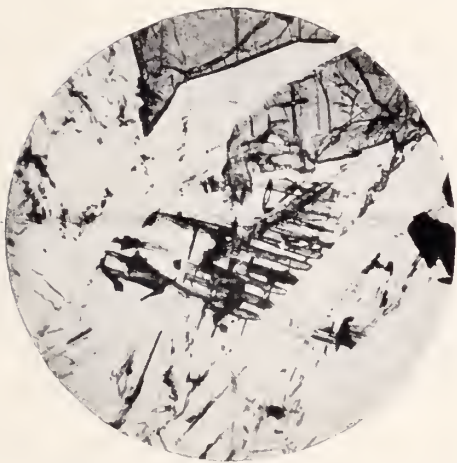
Das basaltische Gestein des Ságberges (Sághegy) bei Celldömök in Ungarn.



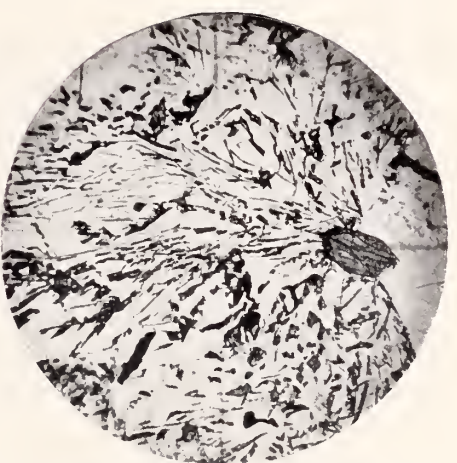
1.



2.



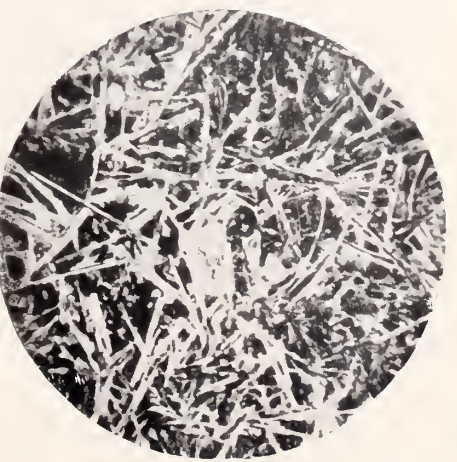
3.



4.

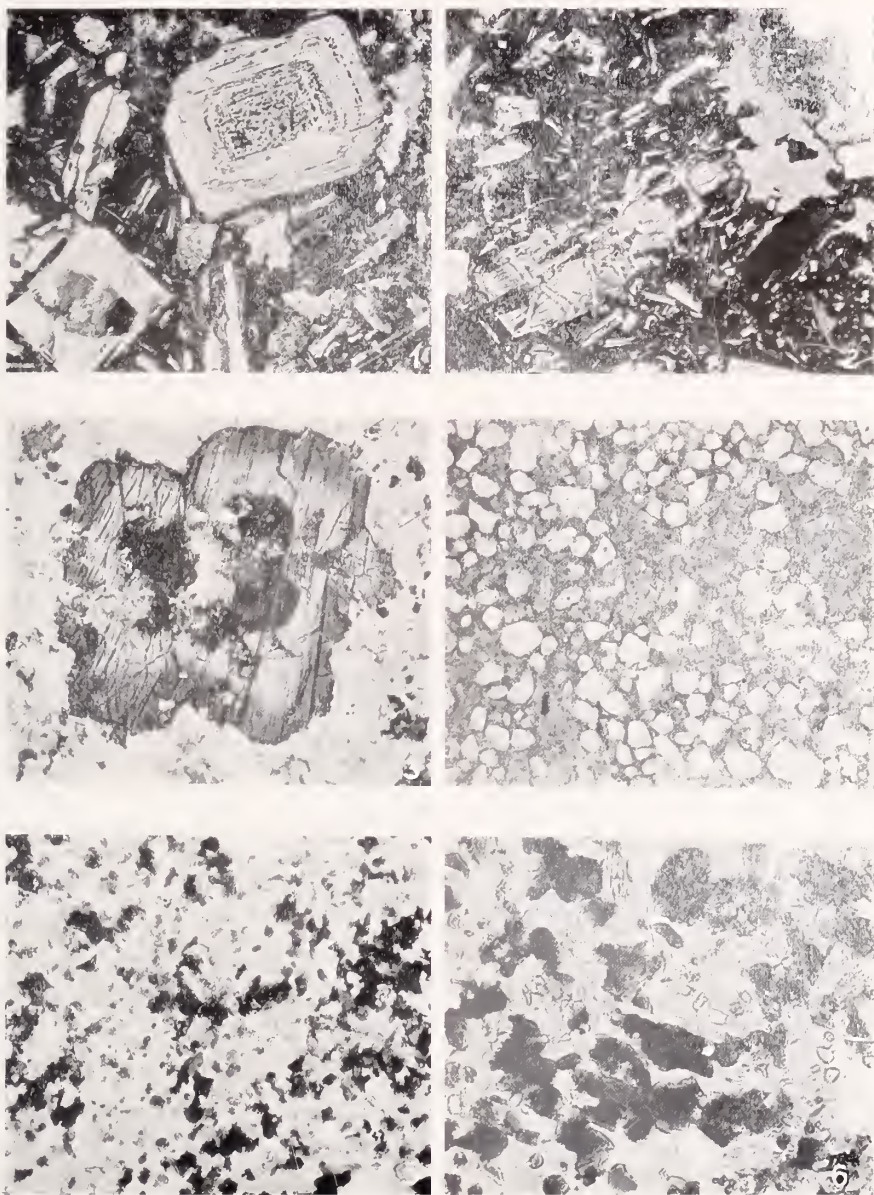


5.



6.

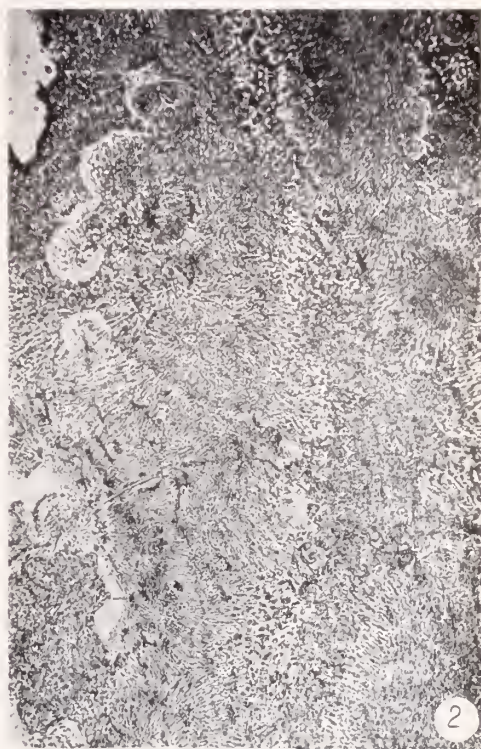
SZÜCS MÁRIA: Adatok Pilismarót környékének kőzettani ismeretéhez.
Daten zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Um-
gebung von Pilismarót.



(Táblanagyarázat a 288. oldalon.)
(Tafelerklärung siehe S. 288.)

v. LENGYEL E.: Krisztobalit Sárospatak környékéről.

Cristobalit von der Umgebung von Sárospatak.



Dr. JASKÓ S.: Pleisztocén éles kavicsok a Déli-Bakonyból.

Pleistozäne Dreikanter aus dem südlichen Bakony.

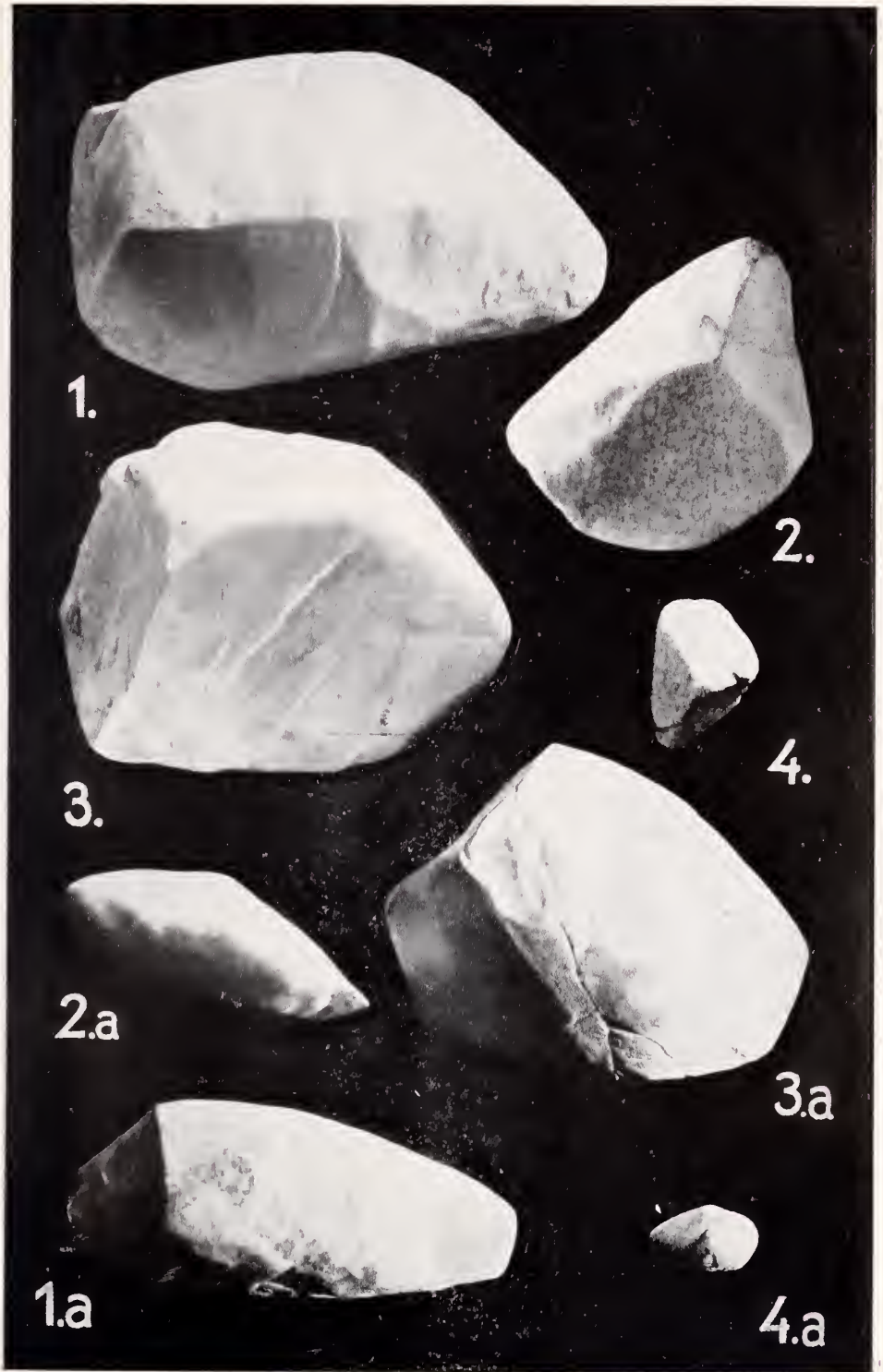


Fig. 1—4. Felülnézet. Obenansicht. — Fig. 1a—4a. Oldalnézet. Seitenansicht. Phot.: Dr. J a s k ó.

