

FÖLDTANI KÖZLÖNY

Band LXIX. kötet, 1939. október—december. Heft 10—12. füzet.

A MAGYAR MEDENCE FÖLDRENGÉSI TÉRKÉPE.

Irta: *Simon Béla.*

LA CARTE SÉISMOLOGIQUE DU BASSIN HONGROIS.

Par *Béla Simon.*

Egy-egy tektonikai egység földrengési viszonyairól átfogó képet nyújtó földrengési térkép készítésének eélja nem kis mértékben gyakorlati: a térkép egyik legfontosabb eszköze és segítője a rengéskárok ellen való tervszerű védekezésnek. A földrengéstan tudományos tapasztalata szerint ott, ahol egyszer földrengés volt, annak legalább is hasonló erősségben való megismétlődése várható.

Ennek megfelelően e bemutatott térkép az epicentrumokon kívül feltünteti az egyes helyeken észlelt legnagyobb rengéserősségeket, illetőleg azon területeket, amelyeken olyan erős földrengés volt, tehát várható a jövőben is, hogy 1) egész helység elpusztult (9 Sieberg-Merealli fok erősségű rengés); 2) tetemes épületkárok (8 S—M.-fok); 3) jelentéktelen épületsérülések kísérték (6—7 S—M.-fok); 4) földrengés érezhető volt, de kárt nem okozott (2—5 S—M.-fok).

A térkép elkészítéséhez a Jénában rendelkezéseimre állott és a korszerű makroszeizmológia módszerével újból kiértékesített alábbi anyagot használtam fel: a Saly August földrengési katalógusában (Saly August: „Földrengések hazánkban, különösen városunkban; történeti adatok és kéziratok nyomán”, valamint kiegészítésül az 1783-i nagy komáromi földrengésre vonatkozó eredeti hivatalos katonai és polgári jelentések) szereplő, továbbá az 1910. január 14-i móri, az 1911. július 8-i keeskeméti, az 1927. március 4-i várpalotai földrengéseket, valamint az 1894—1907. és 1929—1936. évi hazai földrengéseket. Az altalajviszonyokra vonatkozó adatokat Papp Károly földtani¹ és Lóczy Lajos—Szentés Ferenc tektonikai térképeiből² vettem; az utóbbi csak a körülkerített (1938. november 2. előtti Csonkamagyarországi) területre vonatkozólag nyújtott felvilágosításokat a tektonikai viszonyokról. A felsorolt térképek szíves átengedéséért e helyen is hálás köszönetet mondok.³

Ha a jövőben életbevágóan fontos közmű vagy új település elhelyezéséről van szó, Magyarország bemutatott földrengési térképe útmutatást fog adni arra vonatkozólag, hogy fenyegeti-e károkozó földrengés az új létesítményt; továbbá, hogy milyen összefüggésben van a magyar föld felépítése földrengési tevékenységé-

vel. Ebben a vonatkozásban különösen a laza altalajok erősségnövelő hatása, valamint a magyar medenceerendszert felszabdáló törésvonalak befolyása szembeötlő. Mindezekre részletesen egy további közleményben fogok kitérni.

*

La carte séismologique ei-jointe nous présente outre les épicentres, les territoires continus sur lesquels des tremblements de terre d'intensité différente ont été ressentis, causant:

1) La destruction totale d'un village (9^e degré sur échelle Sieberg—Mercalli);

2) La destruction importante des bâtiments solides (8^e degré S.—M.);

3) Des dommages insignifiants aux édifices bien construits; (6^e—7^e degré S.—M.);

4) D'ébranlements sans dommages (2^e—5^e degré S.—M.)

Pour la rédaction de cette carte j'ai utilisé le matériel mis à ma disposition à Jena. Ce matériel que j'ai contrôlé et évalué d'après les méthodes les plus modernes de la macroséismologie a été le suivant: Les tremblements de terre figurants dans le catalogue de A. Saly, les séismes de Mór de 14. janvier 1810 et de Keeskemét de 8. juillet 1911; les tremblements de terre ressentis en Hongrie pendant les années 1894—1907 et 1929—36.

Les données concernant le sous-sol ont été prises de la carte tectonique de Lóczy—Szentés et de la carte géologique de Papp.

Quand il s'agira à l'avenir de grands travaux publics, ou de construction, cette carte donnera des directives utiles pour éviter les territoires exposés à la menace de tremblements de terre. En même temps elle montre la relation entre la structure du sous-sol hongrois et l'activité séismique. De ce point de vue l'influence du sous-sol friable est très frappant sur l'accroissement de l'intensité des séismes. Ce même effet est à constater par des lignes tectoniques passant à travers la Grande Plaine Hongroise.

IRODALOM—BIBLIOGRAPHIE.

¹ A Magyar Birodalom és a szomszédos országok határos területeinek földtani térképe. Budapest, 1922.

² Csonkamagyarország tektonikai térképe. Budapest 1938.

³ Magyarország hegyszerkezetével a legtöbb magyar geológus foglalkozott; a már említettekén és Schafarik Ferenc idevágó dolgozatain kívül csak néhányat emelve ki, meg kell említenem az alábbi munkákat:

Böckh Hugó: Az Erdélyi Medence földgázt tartalmazó anti-klinálisairól. Jelentés az Erdélyi Medence földgáz előfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. Budapest 1912—13.

A MAGYAR MEDENCE FÖLDRENÉSI TÉRKÉPE

TÉRVÉZTE
DR SIMON BELA

- NYÍRÓ VONALAK
- ÉRTELMEZŐ HATÁR 4 80 M
 - ÉRTELMEZŐ HATÁR 4 80 M
 - ÉRTELMEZŐ HATÁR 4 80 M
 - ▲ ÉRTELMEZŐ HATÁR 4 80 M
 - ▲ ÉRTELMEZŐ HATÁR 4 80 M

MÉRTELK 1:500 000
4936



- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK

- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK
- HATÁR VONALAK

DR SIMON BELA

LA CARTE SEISMIQUE DU BASSIN HONGROIS

(Les données tectoniques ont été prises de la carte projetée par MM. le prof. Lóczy et Szentes)

- | | | | |
|-------------|---|-----------|-----------|
| ○ épiceutre | } | faible | < 50 km |
| ◐ épiceutre | | miéro | 50—200 km |
| ⊙ épiceutre | | résultive | > 200 km |
- ◇ épiceutre d'un tremblement de terre d'éroulement
- * lieu marqué pour faciliter l'orientation

- a) Sédiment tertiaire néozoïque
 b) Sédiment du terrain d'inondation
 c) Marais, tourbe, marécage
 d) Roches sédimentaires molles
 e) Schistes cristallins, granite
 f) Roches volcaniques
 g) Lignes de fracture
 h) Érudites
 j) Limite du territoire duquel on dispose d'une carte tectonique moderne
 n.) la secousse n'a été ressentie sans causer aucun dommage
 1) Dommages insignifiants sur quelques édifices (0—7^e degré S-M.)
 2) Destruction importante des bâtiments (8^e degré S-M.)
 3) Destruction totale des locaux (9^e degré S-M.)

id. Lóczy Lajos: A magyar szent korona országainak leírása. Budapest, 1918.

ifj. Lóczy Lajos: A Dunántúl hegyszerkezetéről. Földtani Közlöny LV. Budapest 1926.

Pávai Vajna Ferenc: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földtani Közlöny LV. Budapest, 1926.

Telegdi Roth Károly: Magyarország geológiája. Pécs, 1929.

KRISTÁLYTANI VIZSGÁLATOK MAGYARORSZÁGI
PIRITEKEN.
(Befejező rész.)

Irta: *Tokody László dr.**

KRISTALLOGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN UNGARISCHEN PYRITEN.*

Von *L. Tokody.***

Nagybánya (Komitat Szatmár).

Nördlich von Nagybánya erhebt sich der 501 m hohe Kereszthegy (Kreuzberg), woher meine untersuchten Pyritkristalle stammen. Der Hauptgang des Kereszthegy (Kreuzberges) läuft im Rhyolith; der dort vorkommende Pyrit ist goldhaltig.

Der Pyrit von Nagybánya wurde schon von vielen Forschern erwähnt, Esmark, Zipser, Jonas, Zepharovich, Cotta und Fellenberg, Tóth, Szokol, Szellemey, Löw, Zimányi, Groth. Die beobachteten Formen sind $a(100)$, $o(111)$, $e(210)$.

Die von mir untersuchten Kristalle sind sehr verwittert. An fünf 2—2.5 mm grossen Kristallen konnte ich die Formen $a(100)$, $o(111)$, $e(210)$ feststellen. Die vorherrschende Form ist das Hexaeder; die beiden anderen Formen sind untergeordnet.

Ó-Radna (Komitat Beszterce-Naszód).

Die Erze von Ó-Radna kommen an den Kontakten des Kalksteines und des Andesits vor. Mit den kristallographischen Verhält-

* Előadatott a Magy. Tud. Akad. III. oszt. 1935. okt. 14.-én tartott ülésén.

** Vorgelegt in der Sitzung der III. Kl. d. Ung. Wiss. Akad. von 14. Oktober 1935.

nissen des Pyrits von Ó-Radna haben sich schon viele Forscher beschäftigt, die jedoch nur die Formen $a(100)$, $o(111)$, $e(210)$ und $t(241)$ beobachteten.

An den von mir gemessenen 14 Kristalle stellte ich die folgende 10 Formen fest.

$a(100)$	$\alpha(920)$	$w(841)$
$o(111)$	(17.4.0)	$t(421)$
(10.1.0)	$e(210)$	$s(321)$
	* (17.33.0)	

Unter diesen ist * (17.33.0) eine neue Form.

Die oben angeführten Formen bildeten die folgenden Kombinationen:

1. Kristall: a	Typus: Hex.
2. „ $a e t$	„ Hex.
3. „ $a(10.1.0) \alpha(17.4.0) e(17.33.0) t$	„ Hex.
4. „ $a e$	„ Hex.
5. „ $a e t$	„ Hex.
6. „ $a e t$	„ Hex.
7. „ $a e t$	„ Hex.
8. „ $a o e s$	„ Hex.
9. „ $a e$	„ Pent.
10. „ $a o e w t s$	„ Pent.
11. „ $a o e t$	„ $e-t$
12. „ $a o e t$	„ $e-t$
13. „ $a o e t$	„ $e-t$
14. „ $a e$	„ Pent.

Die Grösse der Kristalle ist 1—15 mm. Die Begleitmineralen sind: Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit, Dolomit, Quarz und Cerussit.

Das Hexaeder erscheint an allen Kristallen mit grossen und stark gerieften Flächen. Die Richtung der Riefen ist meistens senkrecht, der sich eine mit der Kante $[a:t = 100:421]$ parallele Streifung anschliesst. Die kleinen Oktaederflächen sind immer glatt und glänzend.

Unter den Pentagondodekaedern erreicht $e(210)$ die grösste Entwicklung mit sehr fein gerieften Flächen. Ausser dieser Form sind $(10.1.0)$, $\alpha(920)$, $(17.4.0)$ und * (17.33.0) mit je einer schmalen Fläche entwickelt. Die Form $(10.1.0)$ wurde zuerst von Schaller am Pyrit von Spanish Peak beobachtet; an den ungarischen Pyriten ist sie von Ótösbánya bekannt. Die Form $\alpha(920)$ ist an den Pyritkristallen von Bindtbánya, Felsöbánya und Ótösbánya zu finden, bei den gegenwärtigen Untersuchungen tritt sie auch am Pyrit von Valea Mori auf. Die Form $(17.4.0)$ wurde zuerst von Franz en a u und Tokody am Pyrit von Batiza beschrieben. Die positive Form des neuen Pentagondodekaeders * (17.33.0) wurde ebenfalls von Batiza durch Franz en a u und Tokody bekannt gegeben.

	gemessen	berechnet
$(17.33.0) : (010) =$	$27^{\circ} 35'$	$27^{\circ} 36' 52''$

Unter den Dyakisdodekaedern kommt die Form $t(421)$ am häufigsten vor. Ihre mittelgrossen Flächen sind gewöhnlich parallel der Kante, $[a : t = 100 : 421]$ fein und dicht gestreift; sind die Flächen glatt, so sind sie matt. Die Form $s(321)$ ist immer mit kleineren Flächen entwickelt, als die der vorhergehender Form, sie erscheint meistens allein, nur an einem Kristall beobachtete ich sie mit den Formen $t(421)$ und $w(841)$. Die Form $w(841)$ tritt an einem einzigen Kristall mit einer schmalen Fläche auf.

Die Kristalle des Pyrits von Ó-Radna gehören zu drei Typen und zwar zum 1. hexaedrischen, 2. pentagondodekaedrischen und 3. zum $e(210)$ — $t(421)$ Mittelkristalltypus.

In einem Teil der hexaedrischen Kristalle tritt nur das Hexaeder allein auf; es sind 13 solche Kristalle im untersuchten Material. In einem Teil der hexaedrischen Kristalle kommen ausser dem vorherrschenden Hexaeder als häufige Formen $e(210)$, $t(421)$ und $s(321)$ vor (Fig. 27.). Unter diesen finden wir Kristalle, an denen nur $a(100)$ und $e(210)$ auftreten, die Flächen der letzteren Form

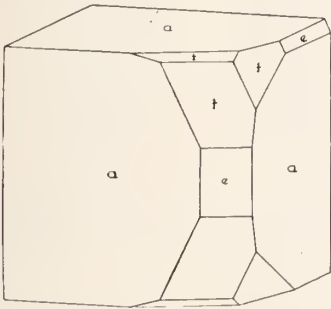


Fig. 27.

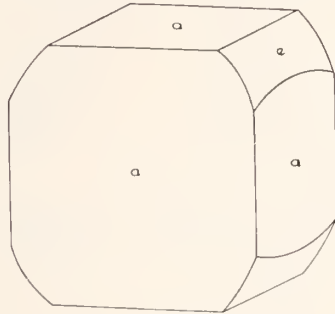


Fig. 28.

sind nur in einer Zone ausgebildet und unter den mit dem Hexaeder gebildeten Kombinationskanten ist nur eine geradlinig (Fig. 28.). Entwickelt sich aneh $t(421)$, so sind von ihren Flächen in einem Oktant eine oder zwei grösser, die anderen untergeordnet (Fig. 27.). An diesen Kristallen sind oft nur die Flächen der zwei übereinander liegenden Oktanten ausgebildet. An einem Kristall dieser Entwicklung konnte ich die Formen $(10.1.0)$, $a(920)$, $(17.4.0)$ und $*(17.33.0)$ feststellen. Die aus den Formen $a(100)$, $e(210)$ und $t(421)$ bestehenden, hexaedrischen Kristalle sind häufig; im untersuchten Material beobachtete ich 9 solche Kristalle. Wenn an den hexaedrischen Kristallen anstatt $t(421)$ die Form $s(321)$ erscheint, dann tritt aneh $o(111)$ auf und $e(210)$ ist ebenfalls vorhanden. Ich untersuchte 15 solche Kristalle.

An den pentagondodekaedrischen Kristallen ist — im einfachsten Falle — die Form $e(210)$ vorherrschend und wir können auch die Form $a(100)$ mit schmalen Flächen beobachten. Die Kristalle sind meistens stark verzerrt (Fig. 29.). In diesen Typus kommen einige Kristalle vor, an denen neben $e(210)$ und $a(100)$ aneh $o(111)$ mit kleinen Flächen erscheint; die Oberfläche dieser Kris-

talle ist mit einem dünnen Galenitüberzug bedeckt. Manchmal sitzen an ihnen winzige Pyrithexaeder als zweite Generation. Letztere Kristalle sind selten. Ebenfalls selten sind jene zu diesem Typus gehörende Kristalle, in denen neben den vorherrschenden Form $e(210)$ die Form $a(100)$ mit grossen oder mittelgrossen Flächen und die Formen $o(111)$, $w(841)$, $t(421)$ und $s(321)$ mit kleinen Flächen auftreten.

Die Kristalle des dritten Typus werden durch die gleichgrosse Entwicklung der Formen $e(210)$ und $t(421)$ charakterisiert (Fig. 30.). Ausser dieser Formen ist $a(100)$ mit mittelgrossen Flächen

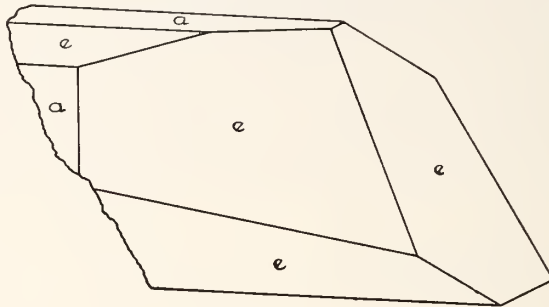


Fig. 29.

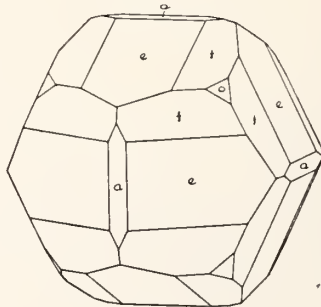


Fig. 30.

ausgebildet und auch $o(111)$ kommt mit kleinen, lebhaft glänzenden Flächen vor. Diese Kristalle erreichen auch eine beträchtliche Grösse (5—15 mm) und sind ziemlich häufig.

Porkura (Komitat Hunyad).

Mit den sehr flächenreichen Pyritkristallen des Valea-Szlatyin bei Porkura befassten sich schon viele Forscher (Primics, Schmidt, V. Goldschmidt und Philip, Mauritz, Rosický, Liffa, Semper, Franzénau und Tokody). Die nachfolgend beschriebenen Pyritkristalle sind ebenfalls von Porkura, doch nicht aus dem Valea-Szlatyin, sondern aus der Porkuraer Goldgrube. Letztere Kristalle sind in vieler Hinsicht von den Kristallen des Valea-Szlatyin abweichend. Die Pyritkristalle des Valea-

Szlatyin kommen im verwitterten, grünen, diabas — bzw. spillit-artigen Gesteine und in Kalzitadern vor. Der Pyrit der Porkuraer Goldgrube dagegen ist im andesitischen Dazit eingesprengt zu finden. Die Kristalle beider Fundorte sind nicht nur ihren Muttergesteinen, sondern auch ihren Kristallformen, Kombinationen und Typen nach von einandern abweichend.

Die 1—3.5 mm grossen Kristalle sind ausserordentlich lebhaft glänzend; an 16 gemessenen Kristallen gelang es 46 Formen festzustellen, worunter die mit einem Stern (*) bezeichneten 12 Formen für den Pyrit überhaupt als neu zu betrachten sind.

a(100)	(15.11.0)	* ζ '(5.12.0)	ω (522)
d(110)	ϑ (430)	* (5.17.0)	n(211)
o(111)	j(970)	* Γ '(350)	F(621)
ζ (12.5.0)	D(540)	* (7.10.0)	w(841)
γ '(940)	λ (11.9.0)	D'(450)	(631)
(11.5.0)	ν (650)	ν '(560)	Y(10.6.1)
(23.11.0)	π (20.17.0)	* (17.20.0)	W(851)
(35.17.0)	π (870)	σ '(670)	* (27.16.4)
e(210)	(25.24.0)	π '(780)	(641)
(47.24.0)	* (33.32.0)	* (9.10.0)	* (17.12.3)
(25.13.0)	* (1.11.0)	p(221)	* (762)
(29.21.0)	* ζ '(380)		

Die angeführten Formen treten in folgenden Kombinationen auf.

Kristall	Typus
1. a d e o ϑ j ν (25.24.0) (1.11.0) D' (17.20.0) n	Hex.
2. a d e (47.24.0) (15.11.0) ϑ j D ν π (25.24.0) π , n w (631) Y (762)	Hex.
3. a d η e (29.21.0) ϑ D (7.10.0) ν ' σ ' π ' n F w W (641)	Hex.
4. a d o e n	Hex.
5. a d o e ϑ ν (33.32.0) ζ ' (17.20.0) n w W	Hex.
6. a d e ϑ (33.32.0) π ' n w W	Hex.
7. a d o e p n	Okt.
8. a d o e ν p n	Okt.
9. a d o e p n w (641)	Okt.
10. a d o e p n	Hex. Okt.
11. a d e ν ζ ' (5.17.0) (17.20.0) π ' n w W (641)	Rhombendod.
12. a d e λ ν ' Γ ' (9.10.0) n w W (641)	Rhombendod.
13. a d e o ϑ D ν D' p ω n w (641)	Rhombendod.
14. a d (23.11.0) e (15.11.0) j σ ' π ' n w W (27.16.4) (641) (17.12.3)	Hex.
15. a d e ϑ ν (25.24.0) (17.20.0) σ ' n	Hex.
16. a d ζ (11.5.0) (35.17.0) e (25.13.0) ϑ j D ν (20.17.0) (25.24.0) n	Hex.

Die Hexaedernflächen sind gross oder mittelgross, sie sind vertikal, manchmal sogar auch mit den Kanten [a : n = 100 : 211] parallel sehr fein gerieft; die Flächen besitzen stets vorzügliche Reflexe. Die Rhombendodekaederflächen sind von recht wechselnder Grösse und kommen von ganz schmalen Flächen bis zu herr-

schenden, typusbestimmenden Flächen vor. An den hexaedrischen und oktaedrischen Kristallen erscheinen sie allgemein mit schmalen Flächen. Die $d(110)$ -Flächen sind glatt oder senkrecht fein gerieft. Die Reflexbeschaffenheit wechselt mit der Flächengrösse; kleinere Flächen zeigen schwache, die grössere vorzügliche Reflexe. Die Oktaederflächen sind meist untergeordnet entwickelt, doch kommen auch vorherrschend vor. Die Flächen sind glatt, unrselten gestreift, so ist an den oktaedrischen Kristallen in den Richtung der Kanten $[a : c = 100 : 111]$ eine feine Riefung zu beobachten. Nur die grossen Oktaederflächen reflektieren gut.

Pentagondodekaeder sind häufig. Am häufigsten ist $e(210)$, die an jedem Kristall vorkommt. Die Flächen sind klein oder mittelgross; glatt oder in der Nähe von $a(100)$ gerieft; die Reflexe sind gut. Häufig sind die mit schmalen oder mittelgrossen, genügend reflektierenden Flächen auftretende Formen $\vartheta(430)$, $D(540)$ und $\nu(650)$. Die an vier Kristallen mit schmalen Flächen erscheinende Form $j(970)$ hat zuerst Franz enau am Pyrit von Bélabánya beobachtet. In Ungarn ist auch von Alsó-Sajó und Ötösbánya bekannt. Während meiner gegenwärtigen Untersuchungen ist sie an den Kristallen von Hodrusbánya festzustellen.

Interessant sind die, als Vizinalformen zu betrachtende Pentagondodekaeder, die sich an mehreren Kristallen mit mehreren Flächen entwickelten. Unter diesen erscheint die Form $(25.24.0)$ an vier Kristallen mit schmalen, zuweilen aber grossen, gut reflektierenden Flächen. Diese Form wurde zuerst von Franz enau und Tokody an den Pyritkristallen des Valea-Szlatyin beobachtet. Ebenso steht es mit der neuen Vizinalform $^*(33.32.0)$, die an zwei Kristallen mit schmalen, doch glatten und gut reflektierenden Flächen vorkam.

$$(33.32.0) : (100) = \begin{array}{cc} \text{gemessen} & \text{berechnet} \\ 44^\circ 07' & 44^\circ 07' 10'' \end{array}$$

Die an je einem Kristall auftretenden Formen $(23.11.0)$, $(35.17.0)$, $(47.24.0)$, $(25.13.0)$, $(29.21.0)$ und $(20.17.0)$ wurden zuerst durch Franz enau und Tokody am Pyrit von Batiza als Vizinalformen beschrieben. Die an ungarischen Pyriten selteneren Formen $\zeta(12.5.0)$, $\eta(940)$, $(11.5.0)$, $(15.11.0)$, und $\lambda(11.9.0)$ erschienen mit schmalen Flächen. Die Formen $(25.13.0)$, $(29.21.0)$, $(20.17.0)$, $\lambda(11.9.0)$ und $\pi(870)$ wurden von mir auch an den jetzt beschriebenen Kristallen von Hodrusbánya nachgewiesen.

Negative Pentagondodekaeder sind in auffallend grosser Zahl nachzuweisen. Die häufigste von diesen ist die schmalen, schwach reflektierenden Flächen festgestellte, an vier Kristallen beobachtete neue Form $^*(17.20.0)$. Ihre positive Form von Batiza als unsichere Form bekannt. Die positiven Formen der neuen negativen Pentagondodekaeder sind überhaupt schon bekannt. So wurde die positive Form von $^*\zeta'(380)$ und $\zeta'(5.12.0)$ zuerst von Porkura, $^*(5.17.0)$ von Felsóbánya, $^*l'(350)$ von Brosso, $^*(7.10.0)$ von Bélabánya, $^*(1.11.0)$ und $^*(17.20.0)$ von Batiza, $^*(9.10.0)$ von Ordubát beschrieben. Alle diese Pentagondodekaeder kommen mit schmalen

Flächen vor, ebenso wie die schon langeher bekannten und am ungarischen Pyriten beobachteten Formen D' (450), ν' (560), σ' (670) und π' (780).

	gemessen	berechnet
(1.11.0) : (010) =	5° 33'	5° 11' 40"
(380) : =	20° 12'	20° 33' 22"
(5.12.0) : =	22° 12'	22° 37' 12"
(5.17.0) : =	24° 53'	25° 01' 01"
(350) : =	31° 02'	30° 57' 49"
(7.10.0) : =	35° 06'	34° 59' 31"
(17.20.0) : =	40° 25'	40° 21' 52"
(9.10.0) : =	42° 05'	41° 59' 0"

So die positiven, wie die negativen Pentagondodekaeder sind vorwiegend an den hexaedrischen Kristallen nachzugewiesen.

Unter den Triakisoktaedern erscheint nur $p(221)$ meistens an den oktaedrischen, seltener an den rhombendodekaedrischen Kristallen. Sie ist mit stets schmalen, zuweilen ganz untergeordneten, glatten, schwach reflektierenden Flächen entwickelt. Als charakteristische Eigenschaft des Pyrits von Porkura ist die geringe Zahl der Triakisoktaeder anzugeben.

Die Deltoidikositetraeder werden durch die Formen $\omega(522)$ und $n(211)$ vertreten. Die Form $\omega(522)$ war bisher am Pyrit von Porkura unbekannt; ich beobachtete dieselbe nur an einem einzigen Kristall mit einer glatten, gut reflektierenden Fläche. Die Form $n(211)$ kommt an jedem Kristall vor, meist mit grossen, ab und zu mit mittelgrossen, vorzüglich reflektierenden, glatten Flächen.

Die Dyakisdodekaeder des Pyrits der Porkuraer Goldgrube sind von den Kristallen des Valea Szlatyin ganz verschieden. An den Kristallen des Valea Szlatyin die Formen $t(421)$, $\Sigma(532)$ $s(321)$, $M(432)$ sehr häufig, an den Kristallen der Goldgrube sind diese überhaupt nicht nachzuweisen, auch fehlen die für Kristalle des Valea Szlatyin gleichfalls so charakteristische vizinale Diploeder. Dagegen ist an fast jedem Kristall der Goldgrube die Form $w(841)$ mit mittelgrossen, zuweilen schmalen, aber immer vorzüglich reflektierenden, glatten Flächen zu finden. Diese Form ist schon von Porkura, wie auch von Batiza, Dognácska und Selmebánya bekannt. Mit ihr tritt zugleich das Dyakisdodekaeder $W(851)$ auf, dessen sehr gut reflektierende, glatte Flächen nur zuweilen eine feine Riefung erkennen liessen. Diese Formen wurde zuerst von Descloizeaux von einem unbekanntem Fundort beschrieben, im Ungarn ist sie von Bélabánya bekannt. Ebenso war am Pyrit von Porkura die zuerst durch Steel von Traversella beschriebene Form (641). Diese Form kommt an sechs gemessenen Kristallen mit nahezu vollen Flächenzahl entwickelt. Die Flächen sind gross oder mittelgross, glatt und reflektieren vorzüglich. An einem Kristall treten gleichzeitig zwei Vizinalformen: * (27.16.4) und * (17.12.3) auf, von welchen die erste mit einer grösseren, aber gekrümmten, die zweite dagegen mit einer streifenförmigen Fläche festgestellt wurde. Das neue Dyakisdodekaeder * (762) wurde mit einer mittelgrossen,

ekelt. Die Form $n(211)$ tritt immer mit grossen Flächen auf. $p(221)$ fehlt immer. Sehr häufig sind positive und negative Pentagondodekaeder. Unter den Dyakisdodekaedern sind $w(841)$ und $W(851)$ häufig, letztere ist zuweilen mit grossen Flächen entwickelt (Fig. 31., 3. und 32.).

Die 3 gemessenen und 15 untersuchten oktaedrischen Kristalle sind einfacher Kombination. Das Hexaeder und das Rhombendodekaeder kommen mit mittelgrossen Flächen vor. Unter den Pentagondodekaedern ist $e(210)$ immer nachweisbar, $\nu(650)$ nur selten. An allen oktaedrischen Kristallen tritt die Form $p(221)$ mit schmalen Flächen auf. $n(211)$ besitzt kleine oder mittelgrosse Flächen. Dyakisdodekaeder sind recht selten (Fig. 5. und 33.).

Der Mittelkristall von Oktaeder und Hexaeder ist sehr selten; insgesamt konnte ich nur einen Kristall finden. Neben den dominierenden Formen kommen $d(110)$, $e(210)$, $p(221)$ und $n(211)$ mit schmalen Flächen vor.

Der rhombendodekaedrische Typus ist selten am Pyrit. Zahlreiche (3 gemessene und 12 untersuchte) Kristalle folgen diesem Typus (Fig. 35.). An diesen Kristallen zeigt sich neben der dominierenden Form $d(110)$ das Hexaeder mit grossen, senkrecht fein gerieften Flächen. Das Oktaeder ist nur an einem Kristall mit untergeordneten Flächen nachzuweisen. Unter den Pentagondode-

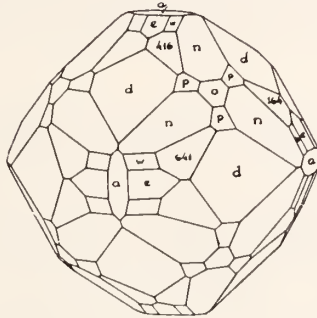


Fig. 35.

kaedern ist $e(210)$ häufig, aber klein entwickelt. $p(221)$ und $\omega(522)$ sind selten. Die Form $n(211)$ ist an jedem rhombendodekaedrischen Kristall mit mittelgrossen Flächen zu finden. An den Kristallen dieses Typus sind $w(841)$ und (641) stets vorhanden; die Form $W(851)$ ist häufig. Unter diesen Formen ist (641) besonders gross entwickelt, so dass manche Kristalle beinahe für Kombinationen des $d(110)$ — (641) -Mittelkristalles erscheinen. $w(841)$ ist mit kleineren Flächen entwickelt als $W(851)$.

Sehr interessant sind die Flächenwiederholungen an den Pyritkristallen der Porkuraer Goldgrube. Unter den oktaedrischen Kristallen sind solche zu finden, deren (111) -Fläche von der Wiederholung der Formen $o(111)$, $p(221)$, $n(211)$, meist aber der Hexaeder-

flächen, löcherig und voller Grübchen ist. Die Hexaederflächen sind in jedem Grübchen mit drei Flächen vorhanden, die übrigen Formen zeigen sich hie und da mit ein oder zwei Flächen. An den hexaedrischen Kristallen zeigen sich die Flächenwiederholungen in der Richtung der drei kristallographischen Achsen und sie entstehen — sehr schöne Gruppen bildend — aus parallel zusammengewachsenen kleinen Hexaederkristallen (Kristall No. 14., 15. und 16.). Die Hauptform ist das Hexaeder, an denen Spitzen entweder $n(211)$ allein oder seltener $w(841)$, $W(851)$, (641) — und deren Vizinformen — zu beobachten sind. Wie an den hexaedrischen Kristallen durchwegs, auch an diesen weitergewachsenen Kristallen treten Pentagondodekaeder in grosser Zahl auf.

Stanizsa (Komitat Hunyad).

Bei Stanizsa laufen Kalzitgänge im Andesit. Der Pyrit kommt auf Kalzit vor, seltener in demselben eingesprengt. Benkő und Primies erwähnen von diesem Fundort Kristalle mit der Form $e(210)$.

Die von mir untersuchten Kristalle sind aus dem Szt. Háromság (= Dreifaltigkeits-) -Gang von Stanizsa. Die lebhaft glänzenden Kristalle sind 0.5—3 mm gross, sehr einfach, an ihnen sind bloss die Formen $a(100)$ und $e(210)$ zu beobachten. Beide Formen sind stark gerieft. Der Typus der Kristalle ist hexaedrisch oder pentagondodekaedrisch. Als Seltenheit kommen auch „Eisernkreuz“-Zwillinge vor.

Szomolnok (Komitat Szepes).

Die Erze von Szomolnok sind Pyrit und Chalkopyrit, die in Begleitung von Quarz im Talk-, Chlorit-, Sericiteschiefer und Porphyroid, Linsen, zuweilen Stöcke bilden.

Von dem Pyrit erwähnen Esmark, Zipser, Jonas, Zepharovich, Cotta und Fellenberg, Vogt, Tóth, Papp die Formen $a(100)$ und $o(111)$; ausführliche Untersuchungen fehlen.

Die von mir untersuchten Kristalle stammen aus dem Dreikönigsschacht in Rothwasser und kommen aus einer pyrit-chloritischen Gangausfüllung. Den grössten Teil der Gangausfüllung bildet derber Pyrit. Begleitminerale sind Quarz und Kalzit.

Siebzehn, durchschnittlich 1 mm grosse Pyritkristalle habe ich untersucht und konnte nur vier Formen und zwar $a(100)$, $o(111)$, $e(210)$ und $s(321)$ feststellen.

Das Hexaeder erschien immer mit schmalen Flächen, das Oktaeder entwickelt sich mit mittelgrossen, glatten Flächen. Die vorherrschenden Flächen von $e(210)$ sind sehr fein gestreift. Die Form $s(321)$ tritt immer mit kleinen Flächen auf. Die Reflexe der erwähnten Formen sind gut.

Die Kristalle sind pentagondodekaedrisch.

Tótosbánya (Komitat Szatmár).

Bei Tótosbánya — neben Kapnikbánya — kommt der Pyrit in propilisierten Andesit vor.

Die Kombination des in der Begleitung von Dolomit vorkommenden Pyrits ist sehr einfach. An den 21 untersuchten, 0,5—2 mm grossen Kristallen konnte ich nur die Formen $a(100)$, $o(111)$ und $e(210)$ feststellen. Die vorherrschende Form ist das Hexaeder mit fein gerieften Flächen. Die kleinen Flächen von $e(210)$ sind gleichfalls gestreift. Das Oktaeder ist selten; die kleinen Flächen sind lebhaft glänzend.

Valea mori (Komitat Hnnnyad).

In dem Andesitzuge des Erdélyi Érehegység (=Siebenbürgischen Erzgebirges) liegt das Dorf Brád. In der Nähe erhebt sich der Pyroxenandesitgipfel des 764 m hohen Bráza-hegy (=Brázaberges). Von der Nordseite des Brázaberges eilt der Bach Valea mori dem Fehér-Körös (=Weissen Körös) zu. Die Gänge der in seinem Tale befindlichen Goldgruben ziehen sich in den Lavaströmen, Tuffen und Breccien des propilisierten Andesits, zwei Verwerfungslinien NNW—SSO und NWW—SOO folgend.

Den Pyrit dieser Gegend erwähnt Schumacher, der an Kristallen von Brád die Formen $a(100)$, $o(111)$ und $e(210)$ beobachtete.

Die von mir untersuchten Pyritkristalle stammen aus den Berggruben des Valea mori bei Brád. Der Pyrit kommt im Gangquarz eingewachsen vor. Manchmal sind auch einige Quarzkristalle zu finden, an denen die Formen $m(10\bar{1}0)$, $r(1011)$ und $z(01\bar{1}1)$ zu erkennen sind. In geringer Menge begleiten auch Chalkopyrit, Pyrrhotin (?) und Tetraedrit die vorerwähnten Mineralien.

Die 1—3,5 mm grossen Pyritkristalle sind sehr formenreich; an 14 gemessenen Kristallen konnte ich die folgenden 37 Formen feststellen. Die mit dem Stern (*) bezeichneten Formen sind für den Pyrit überhaupt neu.

$a(100)$	(740)	D(540)	*(150)
$d(110)$	$\alpha(850)$	$\lambda(11.9.0)$	*(11.45.0)
$o(111)$	(31.20.0)	$\nu(650)$	D'(450)
I(21.1.0)	*(16.11.0)	(20.17.0)	$\nu'(560)$
H(14.1.0)	$\Gamma(750)$	$\sigma(760)$	$\Delta(10.11.0)$
(17.2.0)	$\mathcal{H}(430)$	(10.9.0)	*(13.6.6)
$\alpha(920)$	(37.28.0)	$\Delta(11.10.0)$	n(211)
(14.5.0)	$e_c(13.10.0)$	(25.24.0)	w(841)
$e(210)$	*(14.11.0)	(33.32.0)	W(851)
(15.8.0)			

Die beobachteten Kombinationen sind folgende:

Kristall.		Typus
1.	a d e Γ \mathcal{H} (37.28.0) D λ ν σ Δ D' (13.6.6) n w	Pent.
2.	a e \mathcal{H} σ n	Iksitetr.
3.	a d e \times \mathcal{H} D σ (25.24.0) W	e-W Mittelkr.
4.	a e n	Pent.
5.	a o e σ	e-o Mittelkr.
6.	a o I (14.5.0) e ν n	Okt.
7.	a d o H (17.2.0) e \mathcal{H} ν (20.17.0) σ n	a-o-e-n
8.	a d o e (37.28.0) ν (10.9.0) n	e-o Mittelkr.
9.	a d e \times (16.11.0) \mathcal{H} (37.28.0) e _c D λ ν σ D' ν' Δ	Pent.
10.	a d e \times (37.28.0) e _c (14.11.0) D ν σ	Pent.
11.	a α e \mathcal{H} e _c D (25 24.0)	Pent.
12.	a e e _c D	Pent.
13.	a d e (31.20.0) \mathcal{H} e _c D ν (20.17.0) (10.9.0) (25.24.0) (33.32.0) (150) (11.45.0)	Pent.
14.	a e (15.8.0) (740) (37.28.0) e _c D (33.32.0)	Pent.

Das Hexaeder ist an jedem Kristall mit mittelgrossen, feinst gestreiften, gut reflektierenden Flächen nachzuweisen. Das Rhombendodekaeder ist im allgemeinen mit schmalen, meistens glatten, manchmal mit der kürzeren Diagonale parallel gestreiften, schwach reflektierenden Flächen zu finden. Daneben oder anstatt ihnen sind öfters ihre Vizinalformen (25.24.0) und (33.32.0) zu beobachten. Das Oktaeder gehört nicht zu den häufigen Formen des Pyrits von Valea mori, es kommt nur an vier Kristallen vor. Jedesmal ist es mit grossen Flächen ausgebildet und so bestimmte es in einem Falle den Typus, in einem anderen Falle bildete es zusammen mit den Formen e(210) bzw. e(210), a(100) und n(211) mittelkristallähnliche Kombinationen. Die Flächen sind glatt, nur einmal sind sie etwas rauch; der Reflex ist ausgezeichnet.

Die positiven Pentagondodekaeder sind sehr häufig; 25 Formen treten auf. Am öftesten kommt e(210) vor, die an jedem Kristall meistens mit grossen Flächen anzutreffen ist. Ihre Flächen sind glatt oder vertikal gestreift. An den (210)-Flächen eines Kristalls sind natürliche Ätzfiguren zu beobachten; die Symmetrie und Orientation der Figuren entsprechen der pentagondodekaedriscen Klasse. Auch Flächenwiederholungen sind häufig. Der Reflex ist immer ausgezeichnet.

Häufig sind die Formen: \mathcal{H} (430), (37.28.0), e_c (13.10.0), D (540), ν (650), σ (760), die besonders an den pentagondodekaedriscen Kristallen zu beobachten sind. In ihren Reiche erreicht D(540) die grösste Entwicklung. Ihre grossen oder mittelgrossen Flächen sind entweder glatt oder senkrecht fein gerieft. Mit Flächen von abwechselnder Grösse sind an sieben Kristallen die Formen ν (650) und σ (760) ausgebildet. Die Form ν (650) kommt oft mit grossen Flächen vor, andersmal bildet sie mittelgrosse oder kleine, glatte, seltener gestreifte Flächen. Die Form σ (760) kommt an einem Kristall mit grossen, an den übrigen mit mittelgrossen, auch mit schmalen Flächen vor. Diese Form ist an den Pyritkristallen von Dognáska, Porkura und Selmebánya bekannt, während meiner gegenwärtigen Untersuchungen ist sie auch an den Kristallen von

Hodrusbánya festzustellen. Die Form $\nu(650)$ gibt bessere Reflexe, als $\sigma(760)$. Ebenfalls an sieben Kristallen kommt $\vartheta(430)$ jedesmal mit schmalen, glatten, gut reflektierenden Flächen vor. Die Form $e_c(13.10.0)$ wurde zuerst von Kraus und Scott an den Pyritkristallen von Central City Mine (Gilpin Co.) beschrieben; anderswo ist sie bisher noch nicht zu beobachten. An den Kristallen von Valea mori ist sie oft zu finden; sie ist an sechs Kristallen nachweisbar. Ihre Flächen sind im allgemeinen schmal, an einem Kristall sind sie mittelgross, an einem anderen ist sie mit drei Flächen von abwechselnder Grösse ausgebildet. Die Flächen — mit Ausnahme einer gerieften Fläche — sind glatt; der Reflex ist gut. Die an fünf Kristallen festgestellte Form (37.28.0) wurde zuerst von Franz enau und Tokody an den Pyrit von Batiza als unsichere Form beschrieben. Sie tritt an den Kristallen von Valea mori mit kleinen, gut reflektierenden Flächen auf.

Die Formen I(21.1.0) und H(14.1.0) wurden zuerst von Zimányi an den Pyritkristallen von Ötösbánya festgestellt. Beide Formen kommen auch in Batiza vor, I(21.1.0) ist als unsichere Form auch von Dognácska und von Noraschenik (Kaukasus) bekannt. — Beide Formen kommen nur an je einem Kristall mit je einer schmalen, glatten, schwach reflektierenden Fläche vor. Dieselbe Eigentümlichkeit zeigt die zuerst von Batiza beschriebene Form (17.2.0) und die zuerst von Rozsnyó, später von Batiza bekannte Form (14.5.0), die letztere Form habe ich im Laufe vorliegender Untersuchungen auch am Pyrit von Nagyág beobachtet. Die zuerst von Batiza festgestellte Form (15.8.0) kommt an einem Kristall mit zwei schmalen, gut reflektierenden Flächen vor; gleiche Eigenschaften zeigt die unter den ungarischen Fundorten in Alsó-Sajó und Batiza vorkommende Form (740), die wurde von mir auch an jetzt beschriebenen Kristallen von Hodrusbánya nachgewiesen.

Die Form $\varkappa(850)$ wurde zuerst an den Pyritkristallen von Ötösbánya bekannt, dann gelang es sie auch an den Pyriten von Alsó-Sajó und Dognácska nachzuweisen. Sie kommt an den Kristallen von Valea mori mit mittelgrossen und kleinen, schwach reflektierenden Flächen vor. An einem Kristall tritt sie mit zwei Flächen auf und an diesem Kristall erschien gleichzeitig auch das zu ihm gehörende Dyakisdodekaeder W(851).

Die Formen $\lambda(11.9.0)$, (20.17.0), (10.9.0) kommen an je zwei Kristallen mit schmalen, genügend reflektierenden Flächen vor. Alle drei Formen sind auch von Batiza bekannt; (20.17.0) ist auch an den jetzt beschriebenen Pyritkristallen von Hodrusbánya und Nagyág zu finden.

Nur an je einem Kristall treten $a(920)$, (31.20.0) $T(750)$ und $A(11.10.0)$ auf, die ohne Ausnahme mit schmalen, schwach reflektierenden Flächen ausgebildet sind. Die Form $T(750)$ wurde zuerst von Strüver an den Kristallen von Brosso beschrieben; an ungarischen Kristallen ist sie bisher unbekannt. Sie kommt auch an den in dieser Abhandlung beschriebener Pyritkristallen von Déva und Nagyág vor.

Die Form (25.24.0) tritt an drei Kristallen mit schmalen, ge-

nügend reflektierenden Flächen auf; diese Form wurde zuerst von Porkura als unsichere Form bekannt und kommt sowohl an den Kristallen von Valea Slatyin bei Porkura, wie auch an den jetzt beschriebenen, aus der Porkuraer Goldgrube stammenden Kristallen vor. Das Pentagondodekaeder (33.32.0) stellte ich an den, in dieser Mitteilung beschriebenen Pyritkristallen von Porkura als neue Form fest. Sie tritt an den pentagondodekaedrischen Kristallen von Valea mori mit schmalen, gestreiften, genügend reflektierenden Flächen auf.

Für den Pyrit sind die Formen * (16.11.0) und * (14.11.0) überhaupt neu; die erste ist mit mittelgrossen, die zweite mit grossen, glatten Flächen entwickelt. Beide Formen kommen nur an je einem Kristall mit einer einziegen, gut reflektierenden Fläche vor.

	gemessen	berechnet
(16.11.0) : (100) =	34° 12'	34° 30' 30"
(14.11.0) : =	38° 17'	38° 09' 25"

Negative Pentagondodekaeder bildeten sich nur an den pentagondodekaedrischen Kristallen aus. Sie kommen ohne Ausnahme mit schmalen Flächen vor. D'(450) ist an zwei Kristallen nachzuweisen, die übrigen Formen treten nur an je einem Kristall auf. Sowohl D'(450), wie auch ν' (560) gehören zu den häufigeren Formen des Pyrits. Die Form Δ' (10.11.0) ist auch von Dognácska bekannt. Die zwei neuen, negativen Formen *(150) und *(11.45.0) treten nur an einem Kristall mit je einer schmalen, gut reflektierenden Fläche auf. Die positiven Formen beider Pentagondodekaeder ist bekannt, (510) wurde von Boeris an den Kristallen von Valgioie, (45.11.0) von Franz enau und Tokody am Pyrit von Batiza festgestellt.

	gemessen	berechnet
(150) : (010) =	11° 21'	11° 18' 36"
(11.45.0) : =	13° 36'	13° 44' 10"

Triakisoktaeder sind am Pyrit von Valea mori überhaupt nicht ausgebildet.

Ans der Reihe der Ikositetaeder kommt n(211) meistens mit grossen, seltener mit kleinen, glatten, zuweilen rauhen, genügend reflektierenden Flächen vor. * (13.6.6) ist eine neue Form und ein Glied jener Reihe von der Franz enau und Tokody die folgenden Formen (13.3.3) von Batiza, (13.4.4), (13.7.7), (13.8.8) von Porkura, (13.9.9) von Batiza und (13.11.11) von Porkura beschrieben. Die Form * (13.6.6) ist mit schmalen, glatten, gut reflektierenden Flächen entwickelt, aber sie ist nur an einem Kristall zu beobachten.

	gemessen	berechnet
(13.6.6) : (100) =	33° 19'	33° 08' 0"

Unter den Dyakisdodekaedern ist keine der beim Pyrit häufigerer Formen festzustellen, aber statt ihnen treten w(841) und W(851) auf. Die Form w(841) zeigt sich mit zwei kleinen Flächen, W(851)

aber ist an einem Kristalle beinahe mit voller Flächenzahl ausgebildet. Der Reflex der Form $w(841)$ ist besser, als derjenige der Form $W(851)$.

Die Kristalle von Valea mori können in vier Typen eingeteilt werden: 1. pentagondodekaedrischer, 2. mittelkristallähnlicher, 3. oktaedrischer und 4. ikositetraedrischer Typus.

Unter den pentagondodekaedrischen Kristallen sind ausserordentlich häufige diejenigen, an denen neben dem Hexaeder und Rhombendodekaeder nur positive und negative Pentagondodekaeder an der Kombination teilnehmen. Solche Kristalle sind zu Hunderten im Untersuchungsmaterial anzutreffen. An diesen Kristallen treten die Formen $e(210)$, $\mathcal{P}(430)$, $D(540)$, $\nu(650)$ mit grösseren Flächen auf, an die sich an vielen Kristallen die schmalen Flächen von $e_c(13.10.0)$ anreihen. Sehr häufig sind die Pentagondodekaeder von hohen Indices. Auch die negativen Pentagondodekaeder treten an den Kristallen von diesem Typus auf. Die Kombinationen der pentagondodekaedrischen Kristallen werden von 4—15 Formen gebildet.

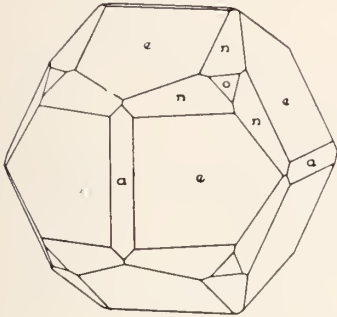


Fig. 36.

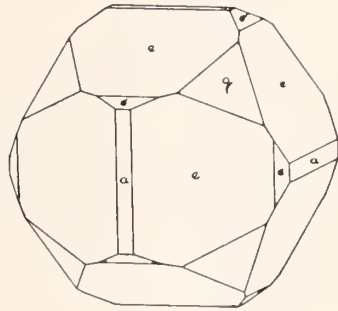


Fig. 37.

Diejenige pentagondodekaedrischen Kristalle, an denen ausser den Pentagondodekaedern auch andere Formen auftreten, sind seltener. An diesen bildet sich neben den gross entwickelten $e(210)$ und $\mathcal{P}(430)$ das Hexaeder mit mittelgrossen Flächen aus. An diesen schliessen sich mit schmalen Flächen positive Pentagondodekaeder. Mit grossen Flächen erscheint an ihnen $n(211)$; $o(111)$ ist untergeordnet (Fig. 36.). Unter den Diploedern ist nur $w(841)$ an ihnen mit kleinen Flächen zu beobachten. Die flächenreichste Kombination wurde von 15 Formen gebildet.

Den Mittelkristalltypus charakterisieren die vorherrschenden Formen $e(210)-o(111)$, $a(100)-o(111)-(210)-n(211)$ und $e(210)-W(851)$.

An den Mittelkristallen von $e(210)-o(111)$ ist neben den fein gerieften Flächen von $e(210)$ die Form $o(111)$ mit grossen und glänzenden Flächen entwickelt. Die in der Kombination vorkommenden übrigen Formen sind mittelgross oder klein. Die ein-

facheren Kombinationen bestehen aus vier (Fig. 37.), die mehr zusammengesetzten aus acht Formen.

Der $a(100)$ — $o(111)$ — $e(210)$ — $n(211)$ Mittelkristall ist nur durch einen Kristall vertreten. Neben den vorherrschenden Formen sind die übrigen Formen untergeordnet. An diesem Kristall sind die Oktaederflächen mneben.

In den selteneren Kombinationen des Pyrits gehört diejenige, an der neben dem Pentagonododekaeder das Dyakisdodekaeder vorherrschend ist. An zwei Kristallen bildeten sich in einer Zone $e(210)$ und $\mathcal{P}(430)$ im Gleichgewicht aus, in den zwei anderen Zonen herrscht allein $e(210)$ vor und an diesen schliesst sich $W(851)$ mit grossen Flächen an. Neben $W(851)$ sind auch die schmalen Flächen der zu ihr gehörenden $\varkappa(850)$ zu beobachten. Die übrigen Formen der aus 9 Formen bestehenden Kombinationen sind untergeordnet.

Der oktaedrische Typus ist durch zwei Kristalle vertreten. An einem Kristall kommt $\nu(650)$ mit grossen Flächen vor. Die Formen $a(100)$, $e(210)$, $n(211)$ erscheinen mit grossen Flächen; die übrigen Formen sind mit schmalen Flächen entwickelt (Fig. 38.).

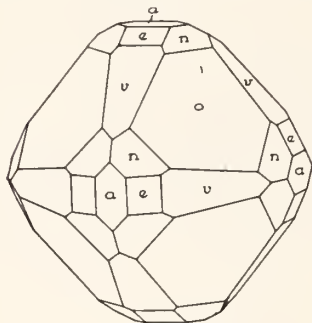


Fig. 38.

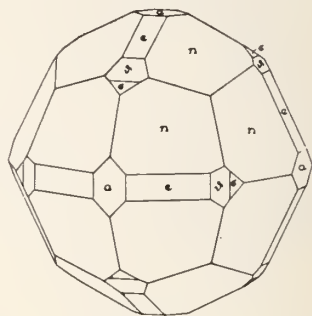


Fig. 39.

Zu dem ikositetraedrischen Typus gehören zwei Kristalle. An diesen ist $n(211)$ vorherrschend, aber in jedem Oktante zeigt sich nur je eine Fläche, die zwei anderen bleiben weg. Ausser ihr erreichen noch die Formen $a(100)$, $e(210)$, $\mathcal{P}(430)$ eine grössere Entwicklung (Fig. 39.).

Veresváz (Komitat Szatmár).

Den Pyrit von Veresváz — bei Nagybánya — erwähnen Zepharovich und Szokol ohne Kristallformen anzugeben.

Die Verhältnisse des Vorkommen stimmen mit Kereszthegy (bei Nagybánya) überein.

Von Veresváz konnte ich nur einen einzigen 0.75 mm grossen Kristall untersuchen. An diesem Kristall stellte ich zwei Formen $a(100)$ und $o(111)$ fest. Die Flächen des Hexaeders sind fein gestreift, die des Oktaeders glänzend. Der untersuchte Kristall ist ein ideal entwickelter Mittelkristall der Formen $a(100)$ und $o(111)$.

Zsibolt (Komitat Alsó Fehér).

Nordwestlich von Zalatna vereinigt sich mit dem Tal des Ompoly das Tal Trimpoel. Dieses letztere hat zwei Arme: nordwärts das Tal von Facebaja, südwärts das Tal von Zsibolt. Der Pyritbergbau von Zsibolt befindet sich in dem pyroxenandesitischen Zuge des Erdélyi Érehegység (Siebenbürgischen Erzgebirges).

Ich untersuchte 25 Pyritkristalle von Zsibolt und konnte an 12 gemessenen Kristallen die folgenden 14 Formen feststellen, unter diesen ist die mit einem Stern (*) bezeichnete Form für den Pyrit überhaupt neu.

a(100)	(995)	t(421)
d(110)	p(221)	u(632)
o(111)	*(16.16.1)	Σ (532)
k(520)	n(211)	s(321)
e(210)	w(841)	

Diese Formen treten in den folgenden Kombinationen auf.

1. Kristall:	a o e n	Typus: Okt.
2. "	a d o k e p n s	" Okt.
3. "	o	" Okt.
4. "	a o e n w Σ s	" Okt.
5. "	a d o e p n t u Σ s	" Okt.
6. "	a d o e p (16.16.1) n Σ s	" Okt.
7. "	a o e p n Σ s	" Okt.
8. "	a o e p n Σ s	" Okt.
9. "	a o e p n Σ s	" Okt.
10. "	a o e p n	" a-o Mittelkr.
11. "	a d o e (995) n Σ s	" Okt.
12. "	a o e n Σ s	" Okt.

Das Hexaeder erscheint mit grossen, meistens aber nur mit mittelgrossen Flächen, die meist glatt oder schwach gerieft und von ausgezeichneten Reflexe sind. Das Oktaeder ist immer mit grossen Flächen ausgebildet; die ausgezeichnet reflektierenden Fläche sind glatt oder gestreift, die Reifung ist in der Richtung der Kanten [a : o = 100 : 111], seltener in derjenigen von [s : o = 321 : 111] zu beobachten. Das Rhombendodekaeder ist immer untergeordnet.

Unter den Pentagondodekaeders tritt k(520) nur mit einer einzigen, schmalen Fläche auf. An den meisten Kristallen kommt e(210) mit mittelgrossen, glatten oder senkrecht gerieften, manehmal parallel der Kante [e : n = 210 : 211] gestreiften, ausgezeichnet reflektierenden Flächen vor.

Von den Triakisoktaedern findet man am häufigsten die Form p(221), die mit schmalen und sehr schwach reflektierenden Flächen entwickelt ist. Die Form (995) tritt an einem Kristall mit einer streifenförmigen, schwach reflektierenden Fläche auf. Diese Form wurde zuerst von Sehn a e b e l e am Pyrit von Zipaquira

festgestellt und seitdem aufs neue von Franz enau und Tokody am Pyrit von Batiza bekannt gegeben. Die neue Form *(16.16.1) kommt an einem einzigen Kristall mit einer schmalen, schwach reflektierenden Fläche vor.

	gemessen	berechnet
(16.16.1) : (111) =	32° 42'	32° 44' 07"
: (221) =	22° 02'	22° 0' 01"

Die Form n(211) zeigt sich immer mit mittelgrossen, glatten, lebhaft glänzenden Flächen.

Unter den Dyakisidodekaedern sind w(841), t(421) und u(632) nur an je einem Kristall ausgebildet, ihre Flächen sind klein, schwachreflektierend. Die Form u(632) beschrieb zuerst Strüver am Pyrit von Traversella, bekannt sind ausserdem diejenigen von Elba und Carrol—Diseroll Mine (Boise Co., Idaho). Unter den ungarischen Fundorten ist sie am Pyrit von Porkura — zuerst von Mauritz, neuerlich von Franz enau und Tokody beobach-

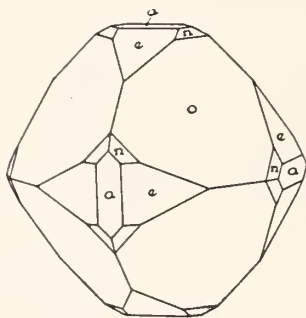


Fig. 40.

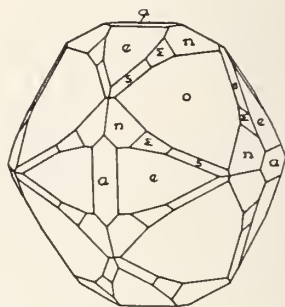


Fig. 41.

tet — bekannt und es gelang dieselbe auch an den jetzt beschriebenen Pyritkristallen von Hodrusbánya nachzuweisen. Σ (532) und s(321) sind sehr häufige Formen des Pyrits von Zsibolt. Beide Formen treten mit ungefähr gleich grossen und gut reflektierenden Flächen auf.

Die 2—6 mm grossen Kristalle können in zwei: 1. oktaedrische und 2. a—o-Mittelkristall Typen eingereicht werden.

Der grösste Teil der Kristalle ist oktaedrisch. An drei Kristallen kommt das Oktaeder als einzige Form vor. An den oktaedrischen Kristallen finden wir — ausser der vorherrschenden Form — immer die mit mittelgrossen Flächen entwickelten Formen a(100) und e(210), dann n(211) und p(221) mit kleineren, ferner Σ (532) und s(321) mit beinahe gleich grossen Flächen (Fig. 40. und 41.). Die oktaedrischen Kristalle von Zsibolt zeigen — was sowohl ihre Formen, wie die Ausbildung ihrer Kombinationen betrifft — eine grosse Ähnlichkeit mit den oktaedrischen Kristallen von Porkura.

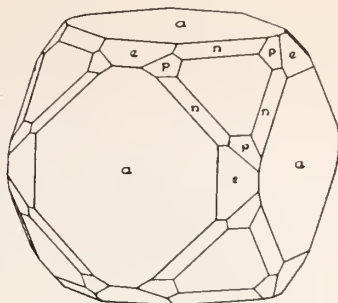


Fig. 42.

Bedeutend seltener sind die hexaedrisch—oktaedrischen Mittelkristalle. An diesen kommen ausser den typusbestimmenden Formen noch e(210), p(221) und n(211) (Fig. 42.) vor.

A BUDAI-HEGYSÉG NYUGATI PEREMÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI.

Irta: *Bokor György.*

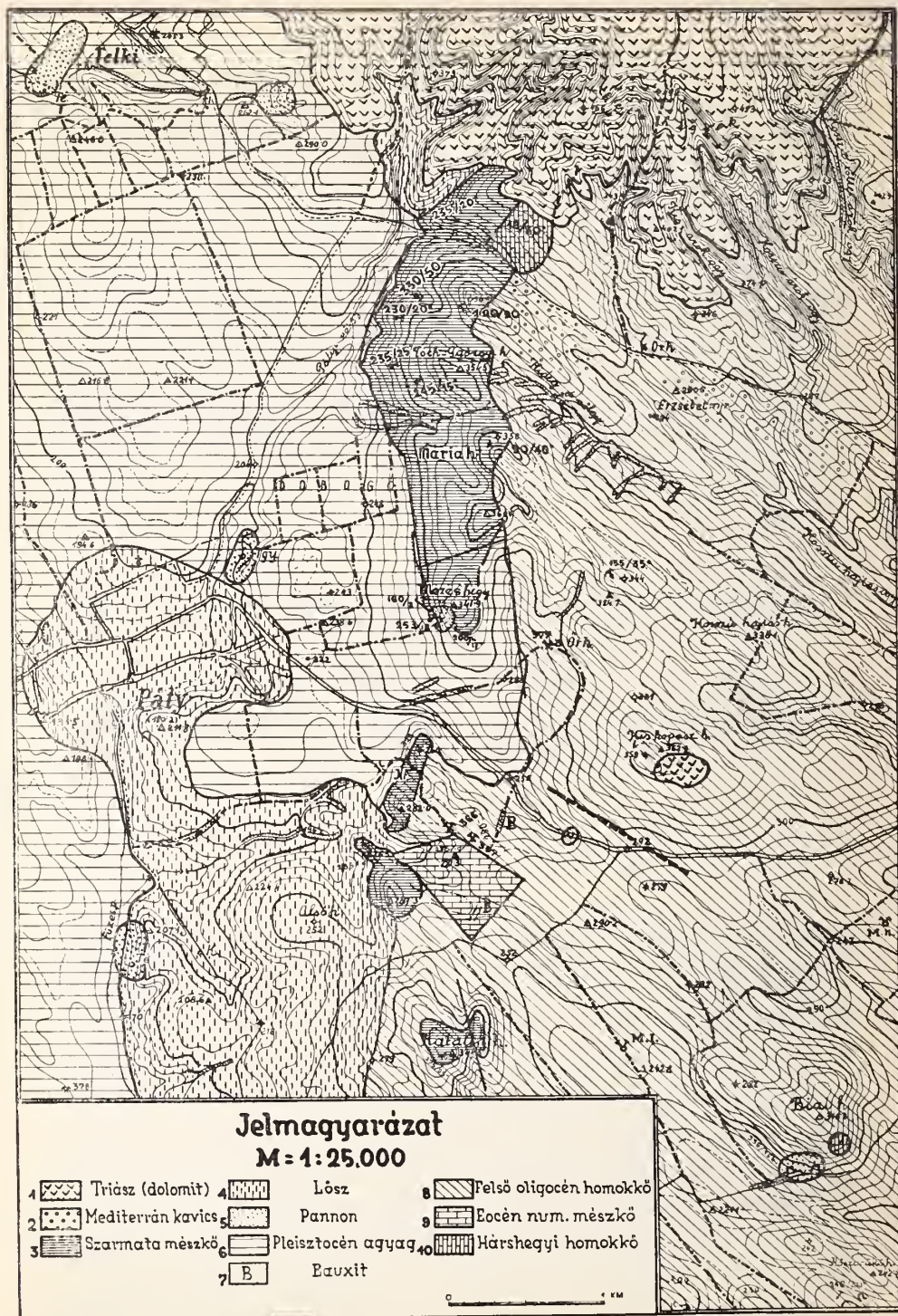
THE GEOLOGY OF THE WESTERN BORDER OF THE MOUNTAINS OF BUDA.

By *G. Bokor.*

I. Hegy- és vízrajz, hidrológia.

A tanulmányozott terület kb. 35 km² terjedelmű, mely északon a Nagy Kopaszhegy déli lejtőjére (az u. n. Fekete Hegyekre) húzódik fel, nyugaton belenyúlik a Bicskei medencébe. Déli határát a torbágyi Katalin-heggyel (316.3 m) és a Kösztörükő heggyel (242.9 m) adhatjuk meg, keletről a Budakeszi község határában elterülő hárshegyi homokkő hegység és a Nagy Biai földek határolják.

A terület legmagasabb részét kétségkívül a meredeken kiemelkedő, triászi diplopórással és tömött dolomitból felépülő Fekete-hegyek alkotják. (469.8 m és 460 m a t. sz. f.) A terület többi hegycsoportjai már nem érik el a 400-as szintvonalat. Az említettek kivül nevezetesebbek a nyugati perem szarmata-durvamész rögei: a Mézeshegy (melyet az újabb térképen helytelenül egyesítettek a Máriaheggyel közös elnevezés alatt 341.9 m), a Máriahegy (360.1 m), valamint a Tóth-György hegy (354.5 m). A rögsorozat a páty-budakeszi úttól délre a Mézesvölgy kopár 260 méteres rögeiben, valamint a 287³ méteres magassági pont szarmata tömegében folytatódik



A Budai-hegység nyugati peremének földtani térképe.
(Felvette Bokor György).

délnek, a Katalinhegy és a Kálváriahegy felé, mely Földvári A. (48) tanulmányai szerint szoros kapcsolatban áll a bécsi vasútvonaltól délre elterülő Iharos (333.6 m) és Dobogóhegy (317.8 m) vonulatával. Ezek azonban már felvételi területemen kívül esnek. A szarmatamész rögök tehát legnagyobb magasságaikat északon érik el, míg dél felé erősen lealacsonyodnak. A terület keleti részének oligocéni finomszemű homokkőből felépült hegyei közül a Kis Kopaszt (352.9 m), melyek tetején a dolomit is kibukkanik egy kis foltban, a Hosszúhajtás hegyet (338.1 m), a 334-es és 287-es magassági pontokat említhetjük a déli határ már felsorolt hegyein kívül. Végül a Tündérkúttól délkelet felé kb. $\frac{3}{4}$ km hosszúságban és 300 m szélességben egy nagyjából rombold alakú eocén nummulinás-mészsző sasbére emelkedik ki.

Területünk legnagyobb része tehát jellegzetes középhegységi tájék 3- és 400 m közé eső t. sz. f. magassággal. A hegyvidék legnagyobb részében sűrű tölgyerdővel fedett, mely a geológiai tanulmányozást igen nehézé, helyenként lehetetlenné teszi. Ezért kellett a terület legkeletibb részében a kőbányák tanulmányozására szorítkozni.

A terület vízrajzára nézve meg kell jegyeznünk, hogy a hegyvidék belseje vízteleu, a csapadékvíz a porózus homokköveken át a mélybe szívárog. Területünk északi részén csak néhány vízszegény kútát találunk, melyek szárazabb években teljesen kiszáradnak. Valamivel jobb a helyzet hegyvidékünk déli részében, a Katalinhegy és Biaihegy között, ahol a homokkő alatt vízzáró eocén agyagok vannak, ezért erre bővízü kutakat fúrnak. A nyugati peremen vetődési forrásokat is találunk (pl. Tündérkút vagy Főlkút, nemkülönben a szarmata vonulat lába előtt a bieskei medencében a Huttera-féle téglagyár forrását, mely kis patakot is táplál. A jégkorban a bőségesebb csapadék nagy vízmosás rendszereket hozott létre a terület északi (Hidegvölgy, Hosszúhajtásvölgy) és nyugati részén (Pátyivölgy, Mézesvölgy). Ezek azonban ma szárazon állnak, mivel a jelen kevesebb csapadék mellett porózus altalajuk a vizet beissza. Ugyanis e völgyek északon homokkőbe, nyugaton pedig löszbe vágódttak bele. Megemlítjük még, hogy a hegység nyugati peremén fúrt kútnak igen magas nyomású vize van. Így például a Huttera-téglagyár kútjában Páty község északi részén a víz 23 méterrel emelkedett a kút feneke fölé. Ez a víz föltétlenül nagy magasságból jön a hegyekből. (49)

A pleisztocénban a Budai hegység keleti pereméhez hasonlóan a nyugati peremvonulatban is *hévforrások* fakadtak föl. Ezek a források követték a hegyvidéket átható nagyszámú törésvonalat, és a forrástölésérek falait borsókó-, vagy vasoxid bekérgezőekkel vonták be. Ezek kétségtelenül igazolják a feltörő vizek hévforrás jellegét, minthogy aragonit csak meleg vízből rakódik le (kritikus hőfok 36° C). Ma a források nívója a völgybe szállt alá, ami a terület erózióbázisának süllyedésére utal. Nemkülönben erre mutatnak azok a terraszkvies nyomok is, melyeket a 240-es és 270-es szint-

vonaltól között található a pátyi határ Dobogó nevű részében. A völgytalp magassága északon 200 m, délebbre 160 m körül van a t. sz. f. Ez 40—80 méteres bevágódásra utal. Ugyancsak a hévforrásoknak tulajdoníthatjuk a területünk dolomitjának a Feketehegyekben és az országút mellett fekvő pátyi községi sóderbányában tapasztalható szétporlását, illetve dolomit darává való szétesését. (Scherf E.) Északon, a Feketehegyek oldalán levő kőfejtőkben a dolomit egészen finom, fehér porrá hullik szét. Hasonló hévforrás hatás érte a Kis Kopasz hegy tetején levő dolomitot is. A pátyi dolomitbánya kőzete murvává esik szét. Ugyancsak források hatásának tulajdoníthatjuk az oligocéni homokkövek igen változatos vasoxidos szineződéseit, melyről azonban az oligocén tárgyalásánál emlékezünk meg részletesebben.

II. A terület megismerésének története.

Az első, ki területünkkel bővebben foglalkozik, Hantken Miksa, középhegységeinknek klasszikus monografusa. Két munkájában [(71) 1861 és (72) 1865] tárgyalja területünket, de főleg annak szomszédságát: Perbált, Tinnye és Pusztasomodor vidékét, ahonnan részletes szelvényeket is közöl. E munkákban még más a sztratigráfiai rendszer mint a ma használatos rétegtani beosztás. Így például a dolomitot a liászba, tehát az alsó-jurába sorolja. Továbbá nem tudja még pontosabban elkülöníteni a torton-korú lajtamészkövet a szarmatakorú cerithiumos durvamészktől, habár a kitűnő megfigyelő észreveszi a két képződmény kifejlődésének különbségét. A felső-miocén mészköveket 1861-ben megjelent tanulmányában a bécsi medence lajtamészko-képződményével azonosítja ugyan, de első osztályzatra bontja.

Az első osztályzat előfordulásai közt Pátyot, Biát és Promontort, a felső osztályzatnál Perbált és Tinnyét említi meg. Így Hantken első tanulmányában a pátyi durvamészkövet tévesen azonosította a lajtamészkövel.

A típusos faunát Hantken a biai Csigahegy homokbányájából közölte. A tinnyi fauna (Hantken felső szintje vagy osztályzata) mint típusos szarmata bentakozik ki a faunalistából. Megjegyzi, hogy a felső rétegekben a *Tapes gregaria* Partsch és a *Cardium vindobonense* mellett sok *Cerithium*, *Foraminifera* és *Bryozoa* van.

Hantken faunalistája sorolja fel környékünkről, ha nem is szűkebb területünkről az első részletes szarmata faunát. Érdekes a Bryozoa tömeges jelenléte, aminek mélyebbre ható sztratigráfiai jelentősége lehet, amint azt majd alább kifejtjük, területünk szarmata rétegeinek tárgyalásánál.

Pátyról Hantken serpulás mészkövet említ, ami azonban alighanem spirolinás (miliolidás) mészkőnek értendő. Felemlíti, hogy ez az anyag milyen jó építőkö és ennek perbáli előfordulását használták fel az esztergomi bazilika kupolájának építésénél.

Megemlíti továbbá a congeriás agyag előbukkanását a Páty—Budakeszi országút árkából. — Sajnos ezt az előfordulást nem tudtam meglesni. —

Második nagy tanulmányában, mely e vidékkel foglalkozik (72) (1865) megemlíti H a n t k e n, hogy Perbálon és Pátyon a bryozoás színt szalagalakú vékony rétegben mutatkozik a foraminiferás ikraköves mészkő fölött.

Észreveszi e terület szarmata képződményeinek szintekre tagolhatóságát, melyeket a jellemző kőületek szerint: 1. rissóás, 2. tapeses, 3. haplophragmiumos és 4. cerithiumos emeleteknek nevez. A foraminiferák közül a *Quinqueloculina Hauerinát*, *Qu. Mayerianát*, különböző *Polystomella* fajokat és a *Rotalia viennensist* határeazza meg.

Észreveszi, hogy a foraminiferák közül az *Alvecolina Haueri* és az *Alvecolina melo* csak az alsó szintekben, a *Haplophragmium lituus* (*Spirolina*) csak a felsőbb durvamészkő szintekben található.

Megemlíti még, hogy Páty és Óbarok környékén a neogén rétegek közvetlenül az alaphegységre támaszkodnak.

H a n t k e n n e k a megfigyelőnek, pontos, műveletős felvevő munkáját az utókor is méltán esodálhatja. Természetes, hogy az általános geológiai ismeretek fejlődésével sztratigráfiai beosztása túlhaladottá vált. Viszont értékes megfigyelési anyaga mindenkor a terület regionális geológiájának megbízható alapja lehet.

S e h a f a r z i k F. (137) és H a l a v á t s Gy. (67) geológiai térképei és az azokhoz fűzött magyarázatok foglalkoznak újból területünkkel egy emberöltő elmúlása után. Időközben H o f m a n n K. (78) alapvető kutatásai nyomán kialakul a Budai-hegység mai sztratigráfiai rendszerének alapja. Maga H o f m a n n klasszikus munkájában a területünk keleti szélét alkotó hárshegyi homokkővet említi meg és Budakeszi határában a pátyi-út mellől néhány kőületelefordulást is említ, melyek azonban jórészt a felső eocén rétegekből bemosottaknak látszanak. S e h a f a r z i k és H a l a v á t s már H o f m a n n rendszerére támaszkodva tárgyalják a Budai-hegység képződményeit. Az északi részt S e h a f a r z i k F., a déli részt H a l a v á t s Gy. tanulmányozta. Érdekes általános megjegyzése S e h a f a r z i k n a k, hogy a Budai-hegység oligocén képződményei hullámos és vetődött szerkezetet mutatnak. Ennek a későbbi geológiai vizsgálatok szemszögéből van különös jelentősége, hiszen F e r e n e z i István (46) és R o z l o z s n i k Pál (130) gyűrődéseket ismernek fel a Budai-hegység mezozoikus és paleogén képződményeiben, P á v a i V a j n a Ferenc és J a s k ó Sándor a legfiatalabb neogén képződményekben is gyűrődéseket mutatnak ki hegységük területén.

F e r e n e z i István (45) foglalkozik újra területünkkel 1919-20-ban megejtett felvételi bejárásai során. Felvételi lapja sajnós, kéziratban maradt, így ehhez nem férhettem hozzá. Területünk dolomitjáról fel- említi, hogy murvásan sötéteső, fehér vagy vöröses színű, helyenként *Gyroporcellákat* tartalmaz. Fontos megemlítenünk, hogy F e r e n e z i szerint területünk a közép-eocénban kiemelkedett. Ennek bizonyítékául hozza fel az esztergomi és budai medence különböző vezér-nummulináit. (Budán a *Nummulina Fabiani*, az esztergomi szénmedencében pedig a *Nummulina miliceaput* és *N. Tschichatscheffi*). Az előbbi vezérkőület Erdélyből a Bükk-hegység közvetítésével került ide, amit T e l e g d i - R o t h K. is hangsúlyozott (157). F e r e n e z i ezen megállapítását alátá-

masztják azok a mélyfúrási adatok, melyeket a Salgótarjáni Kőszénbánya R. T. és a Magyar Általános Kőszénbánya R.T. boesátottak rendelkezésekre. Ferenezi fedezi fel a pátyi nummulinás mészkő-előfordulást is, melyben vulkáni tufa betelepülését említi, a pátyi órházzal szemben fekvő kőfejtőgödörökben. Ilyen tufa-betelepülések más budavidéki felső-eocén képződményekben is fellelhetők, így pl. a Buda-kovácsi hegység felső-eocénjében.

Az oligocént a hereeghalmi fúrás alapján a miocén rétegek alatt a medenee belsejében is feltételezi.

Ferenezi a töréses tektonika mellett a hegyvonulatok esapásai-ból enyhe redőzés jeleit olvassa ki. A Nagy-Kevély és Solymár vidékén beszakadt boltozatot jelez, (az u. n. solymári antiklinálist) amelynek legrégebb képződményei a dolomitok volnának. Szerinte az antiklinálistól délre egy szinklinális húzódik Budaörs vidékén a Csiki hegyeken keresztül. A solymári antiklinális nyugati meghosszabbításának területünkre kellene esnie.

Ferenezi szarmata és pontusi gyűjtéseinek anyagát Mezneries Ilona (108) dolgozta fel, aki a területünktől ÉNy-ra fekvő Tinnye és Uny vidékének gazdag szarmata és pontusi lelőhelyeivel foglalkozott.

Felemlíti Mezneries szarmata faunájában a *Cellepora bryozoa* nemet is, utal arra, hogy ez Oroszországban nagy padokat alkot. Azonban nem méltatja figyelemre, hogy bryozoás faeies elsősorban a magasabb szarmatára jellemző. Itt említhetjük meg, hogy Mezneries által leírt *Maetra vitaliana* d'Orb. faj Maerovici (106) szerint a Kisinev környéki középszarmatának jellemző alakja. Tufeseu (159) szerint Moldva középszarmata rétegeiben is fontos.

Paleogeografiailag a tinnye-i képződményeket a pesti, balatonvidéki és bécsi szarmatával párhuzamosítja. Területének pontusi rétegeiből sok gazdag lelőhely faunáját dolgozza fel. A faunalista alapján megállapítja, hogy ezek az alsó pannoni-pontusi emelet felső szintjébe tartoznak.

Páty pontusi agyagjairól is említést tesz értekezésében és a Limnocardium syrmiense R. Hörn. előfordulása alapján e rétegeket az alsó-pannon alsó részébe teszi és párhuzamba állítja a szlavóniai beocsini cementmárgával. Ezt a megállapítását Jekelius Erieh is átveszi a pliocénról szóló nagy, áttekintő tanulmányában (87).

Id. Noszky Jenő a magyar Középhegység miocénjéről szóló munkájában (111) megemlíti, hogy területünkön, a Bieskei medenee keleti peremén a szarmata erős diszkordanciával, transzgresszióval települ a régebbi kőzetekre. Megemlíti azonban, hogy más területeken (Cserhát, Bükk) a szarmata regressziót mutat. Ezekben a területeken szárazföldi képződmények (agyagok, kaviestakarók) jelennek meg. A szarmata petrográfiai kifejlődésére nézve a Középhegység területén három fáciest állapít meg: 1. durvamészkő és oolithos mészkő, 2. agyagos, 3. homokkőves fáciés.

Területünkön mind a három kifejlődés megtalálható, utóbbiak alárendeltbben, az első uralkodó formában.

Igen részletesen foglalkozik területünkkel több tanulmányában Földvári A., aki elsősorban tektonikai szempontból vizsgálta vidékünket. Azonban a terület rétegeire vonatkozólag is értékes adatokat és megállapításokat közöl.

Első idevonatkozó tanulmánya (47) 1931-ben jelent meg. Ebben megállapítja, hogy a Budai-hegység pannon mozgásai az alsó és középső-pannon közé esnek. Idejükét a *Congeria Partsehi* és *Congeria ungula-caprae* szintjeibe teszi. Hivatkozik id. Noszky J.-nek a Cserháiban és Mátrában végzett vizsgálataira, melyeknek szintén sikerült olyan töréseket kimutatni, melyek még elvetik az alsó pannont és így középső pannon-korúak lehetnek. Ezzel kiemeli a közép-pannon mozgásoknak regionális jellegét hazánkban. A Bieskei medence keleti szélén a beszakadás az alsó-pannon után következett be. Ebben az időben még nem tudja eldönteni, voltak-e itt gyűrődések. Később azonban a gyűrődéseknek is bizonyos szerepet tulajdonít területünk szerkezetében, mely azonban a töréses tektonika mellett háttérbe szorul. A medenceperem kiemelkedése Sóskúttól Telkiig a szarmata utáni időre tehető. A medencében az alsó-pannon említi meg. Szerinte a Páty és Torbágy közt levő agyagbányát a *Congeria Partsehi* szintjét (a közép-pannon legalsó szintjét) képviselik.

Feltételezi, hogy a fúrások által harántolt rétegsorban a magasabb pannon szintek is megvannak. A felszínen ezek lepusztultak, eredetileg azonban a szarmatavonulat rögeit is borították. Ennek bizonyítéka gyanánt említi, hogy a torbágyi viadukt északi oldalán levő löszbányában homokos betelepüléseket talált, melyekben koptatott szarmata kövületek és Lyreacák voltak. Ez bizonyítéka annak az egykori pannon homoktakarónak, mely a Mária- és Tóth György-hegy vonulatát beborította. Földvári ezen megfontolását igazolja az a pannon homokbánya, mely a mézeshegyi kőfejtő mellett található és amelynek szarmata mészkőre való települése világosan elárulja annak pannon korát. Ezt a homokfoltot a lepusztulás megkímélte és így ez a bánya a vonulat pannon fedőrétegének utolsó maradványa.

Elmélyíti a terület szerkezetére vonatkozó ismereteinket második tanulmánya, melyben már nemcsak a mozgások korát, hanem mechanizmusát is vizsgálja (48). Utal arra, hogy a medenceperem rögeinek morfológiája — ahogy ezt Schafarik és Taeger is felismerték — egymásra tölt jégtáblákra emlékeztet. Ennek oka egy délről észak felé ható prézelés, amely azt a szarmata vonulatot a dolomit alaphegységhez nyomta és összetörte. A medenceperemtől nyugatra lépcsős törések mentén lesüllyedt táblákat találunk. A medenceperem törése a keleti oldalon Földvári szerint egy kb. 500 méteres ugrómagasságú vetődést ad. Ugyanis a szarmata rétegek t. sz. f. magasságai:

Telki	+ 330 m
Mária, Tóth György-hegy	+ 360 m
Mézesvölgy	+ 287 m
Katalinhegy	+ 344 m

A medeneében a szarmata rétegek bázisának t. sz. f. magassága:

Hereghalmi fúrás	— 10 m
Pátyi fúrás (Salgótarjáni 478.) fúrás	— 330 m

Ezekből az adatokból láthatjuk, hogy a legnagyobb szintkülönbség 580 m. A Mézesvölgy táján a diszlokáció kb. 500 méternek adódik. A diszlokáció korát Földvári szerint posztszarmatának vehetjük. Az alsópontosí rétegekre nézve Földvári 400 méteres diszlokációt számít, mivel Telkinél a hegység szélén ezek 330 méteres t. sz. f. magasságban vannak, viszont Pátynál a rétegek bázisa 90 méterrel van a t. sz. f. alatt. Így ez a szintkülönbség egy 420 méteres diszlokációt adna ki. Eszerint a harmadkor régebbi periódusaiból már ismert törési folyamatok újból feleledtek a plioénban.

Földvári 1933 nyarán diaklázis méréseket folytatott a terület szarmata-mészkövében és két uralkodó diaklázis irányt talált: az egyik 10 h — 22 h (150 — 330) a másik 4 h — 16 h (60 — 240). Gyakran kimutatható ezen irányok szögfelezője 1 h — 13 h (15 — 195) is Néha a 6 h — 18 h (90 — 270) irány is előfordul. Az utóbbi két irány főleg a biai platón található nagy számban. Ezek a diaklázis mérések vezették Földvárit egy dél-északi nyomás feltételezésére és adták meg nekem az impulzust arra, hogy diaklázis statisztikát készítek a peremhegység összes képződményeiben, mind a dolomit alaphegységben, mind az oligoén, szarmata és pontos, valamint az eoén feltárásaiban. A mérések fényesen igazolták és részben kiegészítették Földvári-nak ezt a fontos tektonikai meglátását. A töréses szerkezet kialakulása területünk szarmata vonulatában azzal függ össze, hogy ez a vonalat be van ékelve a Buda-Pilisi hegység triász vonulata és a tétényi platótól délre levő elsüllyedt paleozóji hegláne közé. Földvári nem dönti el, hogy a nyomás délről vagy északról hatott-e, de konstatálja, hogy a mezozóos kerethegységeket is érte. A rögzös szerkezet kialakulását Földvári a pannon medence beszakadásával hozza kapcsolatba. Ugyanis a beszakadás folytán a mélybe süllyedt szarmata tömegeknek kevesebb hely állott rendelkezésre. Ezért a beszakadás után feltorlaszolóadás következett be és hozta létre a peremi szarmata vonulat jellemző areulátát. Földvári utal itt arra, hogy H. Cloos hasonlóan magyarázza a Saar-medence töréses szerkezetét. Ninesen még kielégítő magyarázata annak, hogy ez a nyomás miért egyirányú. Felemlíti ugyanis, hogy a Meesek-hegységet körülvevő fiatalabb rétegekben a hegység északi oldalán észak felé irányuló, a déli oldalán pedig dél felé irányuló hatását mutatta ki Vadasz Elemér.

Dolgozatának végén a terület lerakódásaira tért ki röviden Földvári. Ezt egészíti ki eikkéhez esatolt vázlatos térképe is. Megemlíti, hogy a nummulinás mész alatt a Biai-hegy és Páty környékén tarka kontinentális agyag van, mely gyenge (kb. 15 em — 20 em) szénnyomokat is tartalmaz. Ez a vízzáró agyag magyarázza meg — mint arra már fentebb is utaltunk — a terület déli részének vízbőségét. Legalul piros és zöld agyagok vannak, melyek a dolomit alaphegység harmadkor előtti elkarstosodásának nyomai.

A felső oligocén lerakódásokat a vetők táján vasas oldatok járták át. Ezért ezek külső megjelenésükben a hárshegyi homokkőhöz hasonlóak. Viszont esillántartalmuk megkülönbözteti az utóbbtól.

A terület hárshegyi homokkőve mindig durva, esillámmentes, kovás kötőanyagú. A Biai hegyen a két képződmény együttes előfordulása

Rétegtáblázat.

	Kor, korszak	Emelet	Képződmény neve	Előfordulás
NEGYED KOR	Holocén		Erdőtalaj. A Füzespataki ártéri képződményei.	
	Pleisztocén		Sötét agyag, durva homok, lösz.	A medence felszíne, helyenként a hegyoldalakban.
H A R	Pliocén	Felső pannoniai-pontusi	Agyag és homok.	Telki: agyag és homok. Mézeshegy: finom homok.
		Alsó pannoniai-pontusi	Szürke agyag.	Páty É.: Huttera féle téglagyár. Páty D.: Kecskés J. és S. téglagyár.
M A D	Miocén	Közép-szarmata	Mészke.	Mézeshegy.
		Alsó-szarmata	Mészke.	Szarmata durvamészke vonulat.
		Mediterrán	Homok és agyag. Kavics kövült fatörzs darabokkal	Medence belseje. Erzsébetmajor vidéke Tóth György h.-tól K-re.
K	Oligocén	Felső oligocén	Finomszemű csillámos homokkő.	Nagy elterjedésben Pátytól K és D.
		Alsó oligocén	Hárshegyi homokkő.	Budakeszi Ny-i határa Biai hegy. Fekete hegyek D-i lejtője.
O R	Eocén	Priabonai emelet	Nummulinás-orthophragminás mészkő.	Páty DK.
		Közép és alsó eocén	Különböző színes anyagok.	Kutató furásokban Páty DK.
	Paleocén		Bauxit	Páty DK és a Fekete hegyeken foltokban.
MÁSOD KOR	Középtriász	Ladin ?	Diploporás és sóderosodó, tömött dolomit.	Fekete hegyek, Kis Kopasz hg. Budakeszi pátyi út sóderbányája és Páty DK.

sát konstatálja. Ugyanott levantei mészkő és festékföld előfordulásokat említ a felső-pliocénből.

Földvári a szarmatában bizonyos zavart, diszkordáns-parallel kifejlődést vél felismerni, továbbá bazális konglomerátumot észlel. *Faciesben* a durvamészkövet a kőbányaihoz hasonlítja.

A tinnyi típusú alsó-pannon, amely — mint már említettük — az alsó-pannon felső szintjéhez tartozik, Telki és Bia környékén említi, a pátyi agyagot a közép-pannon alsó szintjébe helyezi, mint arról már megemlékeztünk. Telkinél és Bieskénél dreissensziás rétegeket is említ. Kiemeli a pannon agyag gazdag ostracoda-faunáját.

Földvári arra a megállapításra jut végül, hogy a Bieskei medence régi beszakadás, melynek már az eocénban meg kellett lennie. Megemlékezik továbbá Vendl A. azon nézetéről, mely szerint e medence egy beszakadt boltozat helyén van. Erre a következtetésre Vendl a környező hegységek rétegeinek kifelé dőléséből jut. Vagyis a rétegek dőlése a medencétől elirányul minden oldalon. A Budai-hegység nyugati peremén pedig Földvári kutatásai a fentiek szerint egy törési zónát mutattak ki, amely analog a keleti oldal fiatalabb beszakadásával. Földvári vizsgálataival azért is foglalkoztunk ennyire behatóan, mert a magam munkálatai is szorosan az ő vizsgálataihoz kapcsolódnak.

Célomul tűztem ki az ő É-D irányú föltételezett hegynyomásának diaklázis statisztikák útján való felülvizsgálatát, másfelől a terület képződményeinek vizsgálata nyomán a nyugati hegységperem geológiai történetének megállapítását.

A fenti áttekintés megmutatta a területre vonatkozó sztratifiai és tektonikai ismereteink fejlődését. Kitérünk ebből az áttekintésből, hogy az eddigi szerzők közül egyedül Földvári foglalkozott részletesebben területünkkel, ő is főleg tektonikai szempontból. A többi szerzők egyes adatokra, odavetett megjegyzésekre szorítkoznak.

III. A terület képződményeinek leírása.

1. Triász.

Közép triász: Ladini emelet.

Diploporás és tömött dolomit.

Területünkön a közép-triász ladini emeletébe tartozó dolomit képviseli az alaphegységet. A Fekete-hegyekben a legnagyobb magasságokra emelkedik (l. hegy- és vízrajz), itt meredek lejtőjű tönköket alkot, melyek a lábaikhoz simuló fiatalabb képződmények rögeitől nagyjából ugyanazon szintvonal (a 270-es) mentén határolódik el.

A Fekete-hegyek dolomitja fehér vagy sárgás színű. Repedések mentén néhol vörös vasoxid szineződés lép fel. Kövületek közül csak a *Diplopora annulata* Schafh. gömböeskéit sikerült megtalálni a Fekete hegyek DNy-i lejtőin egyes rögökben, valamint a Kis Kópasz kis dolomit kúpján szálban. Utóbbi lelet igazolja, hogy a Kis Kópasz-hegy dolomitja, valamint a vele egy vonalban fekvő pátyi murványa dolomitja is a Fekete-hegyek egy DNy-i irányban hú-

zódó ágához tartoznak. Ez még tovább délre is nyomozható a pátyi-út 255-ös magassági pontjától kissé keletre nyíló DNy-i irányú dűlőút mentén, ahol először útbevágásban bauxit nyomokat találunk, majd a Katalin-hegytől északra elterülő erdőirtás vörös bauxit talajában, ahonnan az eke dolomit darabokat hoz fel.

Ez arra mutat, hogy ez a dolomitvonulat, melynek déli része vetődések mentén süllyedt le, DNy-i irányban halad és kapcsolatot teremt az Alesut és Etyek vidékén felbukkanó dolomitrögök felé. Ezeket újabban dr. J a s k ó Sándor tanulmányozta behatóan. Így a Budai-, Vértes- és Gereese-hegység összekötő vonulatainak egy újabb szakaszát jelölhetjük ki területünkön.

A dolomit legnagyobb részében hévforrások hatására átalakult. A Fekete-hegyek területén egészen finom, fehér, laza porszerűen széteső dolomit keletkezett, mely kifejlődésben teljesen azonos a budakeszi katonai szanatórium mögött levő bányák elporladt dolomitjával. Ugyanilyen elporlás jeleit láttam a Kis Kopasz dolomitépítésének anyagán. Kevésbé alakult át a pátyi murvabánya dolomitja, ahol inkább murva található, de a bánya falának vörös vasoxid és limonit bevonatai és a diaklázisokat kitöltő vasoxid tömegek és a kőzet lazasága itt is világosan elárulják a hévforrások hatását. A dolomitot átható repedéseket külön tanulmány tárgyává tettem, melyről majd a dolgozat tektonikai részében számolok be. A dolomit vastagságát a Budai hegységben Vendl A. átlagban 400 méterre teszi.

2. *Paleocén: Bauxit.*

A dolomitot fedő bauxit képződmény területünkön igen kis kifejlődésű. A fentebb említett kis előfordulásokon kívül (dűlőúti bevágás, Katalin-hegytől északra levő erdőirtás), szabálytalan kis foltoskái a Fekete-hegyeken is láthatók. Innen azonban legnagyobbbrészt lepusztultak, ami a terület erőteljes kiemelkedésével hozható összefüggésbe. (A bauxitot általában paleocén-korúnak tekintik. Újabban V a d á s z Elemér az alsó-krétába helyezi keletkezésének időpontját.)

3. *Eocén.*

Felső eocén (Priabonai emelet): Nummulinás-orthophragminás mészkő.

Alsó- és közép-eocén: különböző színű teresztrikus anyagok.

Az eocén formáció a felszínen Páty községtől DK-re egy kb. 750 méter hosszú és 250 méter széles négyszögalakú rögben jelenik meg. Ezt a fiatalabb képződményektől K É K—Ny DNy, DK és É K—DNy irányú törések határolják el. Ez az eocén rög tehát olyan horst, mely a peremi leszakadások között magasan maradt. Rétegei 235° irányban 10 fok alatt dőlnek. A kőzet fehér vagy sárga, esetleg vöröses színű. Függőleges diaklázisok és a felszínnel párhuzamosan, koncentrikusan haladó elválások erősen tagolják. Előbbieket főleg tektonikus hatásoknak, utóbbiakat mállásoknak tudhatjuk be.

A nummulinás meszet kb. 3 méter mélyen ma már felhagyott kőfejtő gödrök tárják fel. Ezekben ismerte fel e képződményt 1920-ban Ferenczi. A nummulinás mészkőből id. Noszky Jenő múzeumi igazgató és Harmath István nyug. bányai igazgató kitartó gyűjtő munkával szép faunát gyűjtöttek össze. Ezt tudományos feldolgozás eeljából a Nemzeti Múzeum rendelkezésemre bocsájtotta. A fauna fő lelőhelye a Tündérkút vagy Főkút, ahol a vetődéstől összetört kőzetből kimállnak a kővületek és így könnyebben található meg. Gyűjtöttem magam is a terület bejárása alkalmával néhány kővületet, melyek a faunalista kiegészítésére szolgálnak. Az eocén kővület-anyagból a következő kővületeket sikerült meghatároznom:

Foraminifera:

Nummulites Fabianii Préver, *N. Chavannesi* de la Harpe, *N. incassata* de la Harpe, *N. ramouiformis* de la Harpe. (Az utolsó három fajt kérésre Rozlosznik Pál, a Földt. Int. aligazgatója, volt szíves meghatározni.) *Orthophragmina stellata* Gümbel, *O. complanatus* Gümbel, *O. tenuicostata* Gümbel.

Coelenterata:

Cyclolithes Héberti Oppenheim, *Parasmilia* sp. *Pattalophyllia cyclolithoides* Bellardi.

Bryozoa:

Cellepora sp., *Cumulipora* sp.

Vermes:

Serpula spirulaea Lamarek.

Crustacea:

több meghatározhatatlan rákmaradvány.

Echinodermata: Echinidae:

Coclopleurus equis Agassiz, *C. Delbosi* Desor, *Echinocyamus Luciani* Loriol, *Echinodiscus (Laganum) Balestrai* Oppenheim, *Echinentus* cf. *sopitanus* d'Archie, *E. scutella* Lamarek, *Echinolampas* sp., *Schizaster* sp., *Sch. vicinalis* Agassiz.

Lamellibranchiata:

Arcopagia cf. *subrotunda* Deshayes, *Cardita* cf. *baumontensis* Deshayes, *Corbula* cf. *gallicula* Deshayes, *Cyrena* cf. *deperdita* Deshayes, *Cytheraea* cf. *nitidula* Lamarek, több *Cardium* sp., *Maetra* cf. *semisulcata* Lamarek, *Maetra* sp., *Meretrix* sp., *Madiolaria* cf. *Bernayi* Deshayes, *Ostraea gigautica* Solander, *Pecten Bellardi* d'Archie, *P. (Chlamys) biarrizensis* d'Archie, *Plicatula* cf. *bovensis* De Gregorio, fűrőkagyló-nyomok.

Mollusea: Gastropoda:

Calyptraea cf. *trochiformis* Deshayes, *Cerithium parisiense?* kőből két kanyarulata, *Cerithium* sp., *Clavilithes Noae* La-

m a r e k, *Cypraea* ef. *obesa* Deshayes, *Diastoma costellatum* Lamarek, *Melania* sp.?, *Mesalia* ef. *consobrina* Deshayes, *M.* ef. *trochoides* Deshayes, *Natica cepacaea* Lamarek, *N. incompleta* Zittel, *Pirula* ef. *tricarinata* Lamarek, *Terebellum convolutum* Lamarek, *T.* ef. *fusiforme* Lamarek, *Turritella* sp. *Voluta muricina* Lamarek.

Faunánkat más eocén előfordulások faunájával összehasonlítva, láthatjuk, hogy jellegzetes déli típusú faunával van dolgunk. A faunalistában feltüntetett 51 alak közül 23, vagyis 45%, a priabonai legfelső eocén-korú faunával mutat egyezést, míg 11 alak, vagyis a fauna 21 és fél %-a, a párizsi medenee faunájával egyezik. Ezek a számok világosan mutatják, hogy priabonai faunával van dolgunk és az olasz eocén hatása erősebben érvényesül itt, mint az észak-franciaországi eocén hatása. Vonatkozások állnak fenn Dél-Franciaország és Egyiptom faunájához is. A hazai lelőhelyek közül a Nummulites Fabiani előfordulása lelőhelyünket a Budai-hegység többi felső-eocén előfordulásaihoz kapcsolja és azokkal együtt vonatkozásba hozza a Bükk-hegység és Erdély felső eocén faunájával. Erre az összefüggésre Telgdi Roth Károly hívta fel először a figyelmet. Faunánkban több olyan kozmopolita és nagy függőleges elterjedést mutató faj lép fel igen nagy tömegben, melyek a kormeghatározás szempontjából értéktelenek ugyan, de másfelől mutatják, hogy területünk is belekapcsolódott a nagy eocén világtenger körforgásába, (ilyenek: *Natica cepacaea* Lk., *Terebellum fusiforme*, Lk., *T. convolutum* Lk., *Pattalophyllia cyclolithoides* Bel., *Serpula spirulaea* Lam.). Mivel ezek a kozmopolita alakok különösen csigafaunánk igen jelentős részét alkotják, ezért a kor meghatározásánál első sorban a jellegzetes Nummulinákra, Echinidákra és korallokra támaszkodtunk. A nummulinás mészkő faciesét a korallók és Echinidák nagy sokasága, valamint konglomerátoknak nagytömegű fellépése eléggé világosan elárulja. A korallók a tengernek csak a diaphan, tehát napfénytől átvilágított sekély vízi régiójában élhetnek meg, récents fajokon tett tapasztalatok szerint maximálisan 80 méter mélységig. Az Echinidák is legnagyobb előszeretettel a tengerpart üregeiben húzódnak meg. Tudjuk továbbá, hogy úgy a korallók, mint az Echinidák úgynevezett *stenohalin* állatok, vagyis a sós vízhez vannak kötve és a só koncentráció kis változásaira is érzékenyen reagálnak. Továbbá a parti konglomerátok és a vastaghéjú *Ostrea gigantea* Sol. töredékeinek és héjainak fellépése bizonyítja, hogy területünk eocén képződménye a melegvízű, sós felső eocén tenger partmenti hullámverés zónájában keletkezett. Vagyis ehelyütt a nummulinás mészkő partmenti, litoriális faciesben van kifejlődve. Ezek szerint a pátyi előfordulás az eocén tengermedence szélének egy pontját képviseli. Az eocén alsó szintjeire nézve a Salgótarjáni Kőszénbánya R. T. és a Magyar Általános Kőszénbánya R. T. területünkön telepített szénkutató fúrásai nyújtanak felvilágosítást. E fúrások összevont szelvényeit az alábbiakban közöljük:

Magyar Általános Kőszénbánya R. T. fúrásai:

B u d a k e s z i I.:

0— 5	m	löss	
5— 98	m	hárshgyi homokkő	
98—106	m	szürke márgás mészkő okkerfoltokkal	} 12 m
106—108	m	szürke meszes agyag	
108—110	m	sötétszürke mészkő gyér nummulitokkal	} Nummulinás Komplexus
110—122	m	homokos agyag	
122—125.8	m	barnásszürke homokos agyag	} 6m Közép és alsó eocén és Paleocén
125.8—126	m	sötétszürke, homokos márgás agyag szénrel	
126—127	m	terra rossa	} F. Kréta ?
127—132	m	homokos szürke agyag	
132—136	m	földolomit	Triász

T o r b á g y I.:

0 — 5.5	m	löss	
5.5— 16.9	m	finom fehér és sárgás pannon agyagok	
16.9— 30.4	m	sárgás, szennyes numm. mészkő	} 18.6 m
30.4— 32.3	m	világosszürke, homokos meszes agyag	
32.3— 35.5	m	világosszürke numm. mészkő	} F. eocén
35.3— 37.8	m	szürke agyagos homokkő molluskákkal	
37.8— 39.3	m	sötétszürke szénes agyag	} F. eocén 31.20 m
39.3— 69.0	m	különböféle színű szárazföldi agyagok, homokos agyagok és homokkövek	
69.0— 69.2	m	szénréteg	} Közép és alsó eocén
69.2— 70.0	m	szürke agyag	
70.0— 71.5	m	szürkésbarna, édesvízi agyagmárga pirittel	} F. eocén Kréta ?
71.5— 98.0	m	különböző színű, helyenként szénes agyagok	
98.0— 99.5	m	kovásodott, szürke márga	} 49.5 m Paleocén
99.5—112.0	m	vörös, képlékeny agyag	
112.0—112.5	m	vörös, agyagos, dolomittörmelékes homok	} 49.5 m Triász
112.5—117.5	m	dolomitturva	

Salgótarjáni Kőszénbánya R. T. fúrásai:

357 sz.:

0 — 22.90	m	nummulinás mészkő
22.90—28.80	m	nummulinás márga
28.80—30.10	m	szürke homokkő
30.10—41.43	m	sötétszürke kövületes homokkő
41.43—41.73	m	szényyomos barna márga
41.73—76.33	m	szárazföldi agyagok

366 sz. (Páty, 272 m t. sz. f.):

0 — 1	m	húmsz
1 — 24	m	numm. striatás eocén mészkő
24 — 28.50	m	fehér meszes márga
28.50— 36.60	m	szürke homokos márga, homokkő padokkal
36.60— 36.70	m	barna homokos márga
36.70— 43.25	m	szürke homokos márga, homokkő padokkal
43.25—149.98	m	terresztikus agyag
149.98—156.42	m	triászdolomit

377 s. z. :

0 — 72.03	m	különböző színű teresztrikus anyagok
72.03— 74.53	m	triász dolomit

378 s. z. :

0 — 1.20	m	holocén
1.20— 12.50	m	pleisztocén lösz és agyag
12.50—203.24	m	pannon agyagok
203.24—267.62	m	szarvata agyagok és homokkövek (Cer. nodosoplicatum és Card. obsoletummal)
267.62—486.10	m	mediterrán agyagok, alul kaviesos betelepüléssel

Ez utóbbi fúrásnak a szelvényét Vitális S. a Földtani Közlöny 1939-es 4—6. számában közölte (163). Ezt a fúrást már a medencébe telepítették. Földvári is erre alapította a medenceperem diszlokációjára vonatkozó számításait.

Ezen fúrások tanúsága szerint a terület az eoécén régebbi szakában szárazföld volt, mivel a 20—30 méter vastagságot kitevő nummulinás mészkő komplexus alatt szárazföldi képződményeket találunk. Ez arra mutat, hogy területünk az eoécén kor legnagyobb részében szárazföld volt. A 366. sz. Salgó-fúrásban a fúró 24 méter vastagságban Nummulina striata Bruguière tartalmú mészkövet ütött meg. Vitális I. ezt a réteget a közép-eoécén felső szintjébe sorolta (szóbeli közlés). Én azonban azt hiszem, mivel J. Boussea (15) a francia Alpesebben, és Vadász E. (160) a Csóvár-Nézsai hegyesportban a felső-eoécénban is találták ezt a fajt, hogy ezt a mészkövet is a felső-eoécénba kell sorolnunk. A szárazföldi periódus hosszabb időtartamára a képződményeknek a nummulinás mészkőnél tetemesen nagyobb (30—70 m) vastagságából következtethetünk. Ezért párhuzamosítottuk mi e képződményeket több eoécén szinttel. Az eoécén korban (Vitális S. (163) fúrási adatai szerint) a Bieskei medence süllyedése már kialakulhatott, minthogy Alesutnál tengeri eoécén rétegeket ütött át a fúró. Mivel pedig a triasztól az eoécénig terjedő periódusban a képződmények mind a medence fúrásaiban, mind pedig hegyvidékünkön hiányoznak, ebből a budai hegyvidék és a Bieskei medence egy szárazföldi periódusára következtethetünk. A medence beszakadásának megindulását a másod- és harmadkor határán lezajlott laramiai hegyképző-fázisba tehetjük.

4. Oligocén.

Alsó-oligocén: hárshegyi homokkő.

Területünk hárshegyi homokkőve kovás kötőanyagú, különböző szemesenagyságú, mely a milliméteres nagyságrendtől egészen 8—10 cm nagyságig terjedő kvarekavies zárványokat tartalmaz. Többnyire barna vagy vörhenyes barna színű. Ezt a színeződést a vasoxid okozza. A hárshegyi homokkő főleg területünk keleti részén terjedt el, míg a nyugati részen a

felső oligocén-kori finomszemű homokkő uralkodik.

Ezt a képződményt területünkről először Földvári írta le (48). Ez egészen finomszemű, néhol apró kvarekavics zárványokat tartalmazó képződmény. Habitusában ez a homokkő a hárshegyi homokkőre emlékeztet, de csillámtartalma megkülönbözteti attól. Továbbá nem találjuk meg e képződményben a kovás kötőanyagot sem, ami az előbbi homokkőre annyira jellemző volt. A szineződés vetők mentén szivárgó oldatokra vezethetők vissza. Hol egész hegyek anyagát érte, hol pedig csak egyes sávokban konstatálható. Találni olyan darabokat is, melyek kívül színezetlenek, belső részük azonban festve van. Színezetlen formájának legszebb feltárása a Hosszúhajtás hegy északi részén levő köszörűkő bánya. Mivel ez a homokkő egyenletes, igen alkalmas esiszoló anyag. Az eddigi geológiai irodalomtól eltérően, ide soroltam bejárásom során a budakeszi határban található Köszörűkő-hegyet is. Ennek anyaga ugyanis petrográfiai kifejlődésében teljesen ehhez a típushoz tartozik és a tetején levő konglomerátumos tömbök zárványai is finomszemű alpanyagban ülnek. A kétféle homokkő képződmény a Biai-hegyen együtt is előfordul, amire már fentebb is utaltunk. A felső oligocén képződmény vastagságára nézve Földvári 70 m-t ad meg kútfúrások alapján. A képződmény mikroszkópi vizsgálata apró, kopottatott kvare és muszkovit szemecskéket mutat. Ennek alapján ezt a képződményt szárazföldi keletkezésűnek, valósággal fosszilis futóhomoknak mondhatjuk. A csillámtartalom kizárja azt, hogy ezt a homokkövet a hárshegyi homokkő mállástermekének tartsuk. A képződmény hatalmas felszíni elterjedésben található a Dunántúlon, mind területünkről délre, mind észak-nyugatra az esztergomi medence finom homokköveiben, melyekkel teljesen azonos petrográfiai kifejlődésű (Földvári szóbeli közlése). A két homokkő képződménynek a Biai-hegyen való érintkezésére meg kell jegyeznem, hogy magának a bejárás alkalmával nem volt alkalmam a két képződmény érintkezését világosan megfigyelni. Csak azt konstatálhattam a bejárás alkalmával, hogy a Biai-hegy régi kőbányájának tetején a finomszemű homokkövet figyelhettem meg, míg a banyaüreget betöltő omladék legnagyobb részben típusos hárshegyi homokkő-konglomerátból és durvaszemű homokkőből állott. Így ha nem is figyelhettem meg a két képződményt közvetlenül érintkező településben, együttes jelenlétüket megállapíthattam.

A Biai-hegy déli és délkeleti részén a finomszemű homokkő a hegy lábánál figyelhető meg a festékföld-bányák bejáratánál. Erre települ diszkordanciával a zöldes színű festékföld. A hárshegyi homokkövet a geológiai irodalom egy alsó oligocén-kori tengeri transzgressziós konglomerátjának tartja, mely Vendl Aladár összefoglaló áttekintése szerint a zsámbéki medencétől nyugatra elterült kristályos őshegységéből kapta anyagát. Ennek a képződménynek alsó oligocén-korára először Hofmann Károly (78) utalt egy Thracia scabra v. Koenen lelet alapján, mely ennek ahomokkőnek egy, a pátyi-út mellett fekvő feltárásából került elő. Ez a faj ugyanis jellemző kövülete a németországi alsó-oligocénnek. Később Koch Antal köhegyi szelvénye igazolta településtani oldalról Hof-

m a n n föltevését. A magunk részéről a fenti elmélettel nehezen összeegyeztethetőnek tartjuk, hogy a durvaszemű hárshegyi homokkő éppen területünknek keleti, tehát Zsámbék vidékétől legmesszebb fekvő részén lép fel. Holott a durvább törmeléknek kellene eredő-helyéhez közelebb leülepednie. Az újabb szerzők közül F e k e t e Z. (44) már nem innen, hanem ÉNy-ról származtatja a hárshegyi homokkő anyagát, amely egy ősi tengerszoroson került volna a mai Visegrád vidékén át jelenlegi lelőhelyére. Fekete feltevése szerint tehát a hárshegyi homokkő anyagát vagy a Kis-Alföld helyén elterült ősi kristályos hegységből, avagy az ÉNy-i Kárpátok kristályos zónájából kellene származtatni.

5. Miocén.

Mediterrán-korú konglomerát.

A Mária- és Tóth György-hegy vonulatától K-re, valamint az Erzsébet-major körül fekvő szántóföldeken nagy, gyakran 15 em-es lapos kvareit és kristályos pala görgetegeket találhatunk a felső oligocén vörös homokkő talaján, opálosodott fatörzs töredékekkel. Hasonló képződményeket ismerünk a Tétényi-plató vidékéről, valamint a Középhegység egyéb tájairól is. Területünkön alighanem idesorolandó még az a kavics betelepülés, melyet V i t á l i s S. említ a 378-as sz. fúrás mediterrán egyegjainak alján.

A kutatók ezeket a képződményeket általában az alsó-mediterránba sorolják. Egyedül Ferenczi osztja be e képződményeket a felső oligocénbe (45, 46). Mivel ez a képződmény igen nagy elterjedésben és településileg biztosabban meghatározva más területen is előfordul, nincs ok arra, hogy ezen a kis területen más kort tételezzünk fel a számára, annál is inkább, mivel e kavicsokat a felső oligocénen találjuk.

E kavicsokat a geológiai irodalom (M o j s i s o v i e s [99], id. L ó e z y, ifj. L ó e z y (100), S e h r é t e r Z.) abból az elsüllyedt kristályos őshegységből származtatja, mely az Alföld és Dunántúl nagy részének helyét foglalta el és mely a miocénban a felszín alá süllyedt. Azonban a geofizikai vizsgálatok kimutatják nyomait az úgynevezett geofizikai maximumok alakjában. Ezt a vonulatot Ny-K irányban követni lehetett az Alföldön keresztül a Mecsek hegységtől egészen a Hegyes-Drócsa hegység vonulatáig. Ez az ősi hegyvidék főtömegében kristályos palákból állott, melyeket azonban helyenként különböző erupeiók törtek át. (Lásd a veszprémi mediterrán kavics andezitjeit.) (100)

Szarmata durvamészkö, laza homokkő és agyag.

Területünk legérdekesebb képződménye az a szarmata durvamészkö-vonulat, mely a bieskei medence keleti peremén a Fekete-hegyek DNy-i lejtőitől dél felé egész Torbágy határáig követhető területünkön, hogy azon kívül az Iharos és Dobogó hegyek vonulatában folytatódják. Ennek a vonulatnak egyes részeit a hegyszarokban már felsoroltuk.

A szarmata két fáciesben jelenik meg előttünk: *a.* a durvamészki, *b.* a medence belsejében mint laza homokkő és agyag. Ennek a képződménynek 1—1 kis foltjával találkozhatunk a páty-torbágyi út mellett Páty község déli és Torbágy község északi végénél. A 378-as sz. Salgótarjáni-fúrás is ilyen fáciesben ütötte át a szarmatát 64.42 méter vastagságban. A fácieskülönbség magyarázatát abban kereshetjük, hogy amíg a durvamészki a már ezeitben kialakult besüllyedés peremén lerakódott típusos parti képződmény, addig az agyagos homokos fácies a medence mélyebb helyein keletkezett. A durvamészki képződmény típusosan parti: kvareit kavesok és mélyebb szintjeinek törmelékéből álló konglomerátok igen nagy tömegben lépnek fel benne. Utóbbinak előfordulását találjuk a Mézeshegy szarmata kőfejtőjében. A Mária-hegy és Tóth György-hegy vonulatában a szarmata rétegek felszínre kibúvó tömbjeikben többnyire a deciméteres nagyságrendet is elérő fehér, szürke és kékes kvareit kavesokat tartalmaznak. A durvamész bizonyos zónás szerkezetet is mutat, erre H a n t k e n (72) és S e h r é t e r Z. (143) hívták fel a figyelmet a tinnyi területtel kapcsolatosan. Így a Mézesvölgy bányájában alul foraminiferás, feljebb molluscumos (*Maetra*, *Modiola*), legfelül tömött mészki szintet látunk. A legfelső szintben egy vékony, világosabb színű édesvizi mészki-réteg is található. A három szintj közül a legvastagabb az alsó, foraminiferás (ikraköves) szint. Ennek vastagsága a Mézeshegy bányájában kb. 13 méter. A kőbányások az alsó szintet keménykőnek nevezik és ezt fejtik. A molluscumos rétegnek vastagsága a Mézeshegy kőfejtőjében kb. 6—7 méter lehet. Az ikrakövek a mikroszkópiai vizsgálat szerint főként *Quinqueloculina* sp. elkalcitoidott héjjaiból állanak. Mellesleg azonban esiga-embriókat és bryozoa töredékeket is tartalmaznak. Az erős kalkitoidos és foraminiferák közelebbi meghatározását lehetetlenné teszi. Azonban beszédes bizonyítéka a hővforrások és a töréses struktúra jelenlétének. Így ezt a mészkiövet miliolidás mészkiőnek tekinthetjük és azonosíthatjuk Hantken spirulinás meszeivel.

A szarmatának ezt a szintekre való oszthatóságát S e h r é t e r szerint biológiai fácies-változásokra vezeti vissza. Azt hiszem, hogy ez inkább partvonal ingadozások következtében előállt mélység-változásoknak tulajdonítható. A szarmata vastagsága területünkön térképi adatok és mélyfúrások alapján kb. 60 méter. Legszébb feltárásai a mézeshegyi és mézesvölgyi kőbányák. A telki-úton is van egy félig beomlott feltárása, melyben miliolidákat és *Potamides mithralis* E i e h w. maradványokat találhatunk.

A legfőbb kövületlelőhely a Mézeshegy kőbányája, melyből a következő fajokat határozhattam meg:

Bryozoa:

Eschara (Vincularia) cf. compressa E i e h w.

Lamellibranchiata:

Maetra podolica E i e h w a l d; *Maetra vitaliana* d' O r b.; var. *fabreana* d' O r b.; *Cardium obsoletum* E i e h w., var. *vindobonense*

Partsch; *Cardium sublatisulcatum* d'Orb.; *Modiola volhynica* Eichw.; *Tapes gregaria* Partsch-, var *vitaliana* d'Orb.

Gastropoda:

Potamides mithralis Eichwald; *Trochus papilla* Eichwald; *Trochus* sp.

Amint látjuk a fajok száma kiesi. Ezt annak tulajdoníthatjuk, hogy a szarmata tenger erős hullámverése és a noruálistól eltérő sőtartalma nem kedvezett egy gazdag fauna kifejlődésének. Azonkívül a durvamészkő fácies nem alkalmas a kövületek jó megtartására. A timyei gazdag szarmata fauna laza homokokban és agyagokban található. A faunánkban található nemek a parti régió jellegzetes képviselői ma is, melyek részben beássák magukat a part iszapjába, miáltal a hullámveréstől védve maradnak (*Tapes*, *Maetra*), részben vastag héjjük ellenáll a hullámverésnek (*Cardium* fajok). A *Cerithiumok* tömeges fellépése (telki út bevágása, mézes-völgyi szarmata rögök), valamint a különböző sőtartalmú közegekhez alkalmazkodni tudó miliolidák elszaporodása felsős vízre utal. A faunának érdekessége a *Tapes gregaria* Eichw. var. *vitaliana* d'Orb. fellépése, melyet Hörnés (81) a *közép-szarmata-korú kisineri rétegekből írt le*. Ez a forma óriási tömegben, a legkülönfélébb alak- és nagyságváltozatokban fordul elő a Mézeshegy kőfajtájának felső, molluseumos szintjében, melyben egész sziklatömböket töltenek meg e maradványok. Ez a mészkő itt az alsó-szarmata ikraköves mészkővére települ. Ugyane képződményben fordul elő vékony szalagos rétegben az *Esehara ef. compressa* Eichwald bryozoa telepe, melynek előfordulása szintén magasabb szarmata szintre utal. Ugyanis Kelet Európa híres közép szarmata-korú bryozoás riffjeit (Kertsch és Mangyslak félszigetén) ugyancsak az Esehara bryozoák építik fel. Újból utalunk itt Maearoviei és Tufesen már fentebb említett megállapítására, hogy a *Maetra vitaliana* és *Maetra fabreana* fajok Romániában a közép-szarmatában fordulnak elő. (Kisinev, Lopusua).

Eme kövületek alapján a Timye, Perbál és Páty vidékén elterülő durvamész-vonulatban a *közép-szarmata brakkvizi fácies előfordulását valószínűnek tartom*. Hogy e kérdést kellőképpen megvilágíthassuk, szükséges a szarmata rétegek sztratigrafiájáról az irodalomban kifejtett nézeteket kissé taglalmunk.

A szarmata rétegsor elnevezése Eduard Suess-től ered (1866), (151) aki a felső-miocént kelet-európai hatalmas kifejlődése alapján nevezte el. Felismeri a szarmata brakkvizi jellegét, valamint azt, hogy faunáját kevés faj és sok egyed alkotja. Ez beltengeri karakterre utal: ugyanis azok a fajok, amelyek e beltengerben alkalmazkodni tudtak a sajátos fizikai viszonyokhoz, rendkívüli módon elszaporodtak, amíg a többi faj a körülmények változásához illeszkedni nem tudott és ezért kipusztult. Minthogy e fauna erősen különbözik az alatta levő felső mediterránétól, ő e fauna keletkezését a sarkvidék felől való bevándorlással magyarázta. Hangsúlyozza, hogy a szarmata beltenger a bé-

csi medencétől egészen Közép-Ázsiáig terjedt és az utolsó nagy összefüggő víztükör kontinensünkön. S u e s s-el szemben Th. F u e h s (56) déli, az Indiai Óceán felől jövő bevándorlással származtatja a szarmata faunát. B i t t n e r (10) a szarmata fauna helyben keletkezése mellett foglalt állást. Őt igazolták később S o k o l o w-nak (147) a *Konka medencében* (Bug és Dnyeper vidéke) és L a s k a r e w-nek (96a) *Bugalowka* táján végzett vizsgálatai. Az orosz buvárok ugyanis átmeneti rétegeket találtak, melyekben mediterrán és szarmata-alakok keverten fordultak elő. E rétegeket azóta az irodalom *Konka- és Bugalowka-rétegek* néven emlegeti.

S i n z o w és A n d r u s s o w ismerik fel, hogy az u.n. pontokáspi medenee szarmata rétegei három sztratigráfiai szintre tagolhatók, melyeket a vezérvületek szerint: 1. *Erviliás szintnek* (újabbán Volhynien) 2. *Nubeenláriás* (újabbán Bessarabien) 3. *Maetrás* (újabbán Chersonien) szintnek (l. pl. 62) nevezték el. Az elnevezések az *Ervilia podolia* Eichwald, *Nubeenlaria novorossica* Karrer et Sinzow és a *Maetra caspica* és *M. bulgarica* vezérvületekre utalnak. Az újabb sztratigráfiai megjelölések pedig azokra a klasszikus lelőhelyekre emlékeztetnek, ahol az illető szint a legszebb és legjobban tanulmányozott kifejlődésben lép fel. Fáeiesükre nézve az alsó két szint brakkvizi, a felső (maetrás) szint édesvizi fáeiesű, amit a tavi Uniók megjelenése mutat. Így tehát a román és orosz szarmata fokozatos kiédesedését figyelhetjük meg a kelet-európai kifejlődésben. A szarmata rétegek legnagyobb ismerője, az orosz A n d r u s s o w, a szarmata tenger medeneéjét több kisebb medeneére tagolta (5). Ezek Közép-dunai vagy pannoniái medenee, 2. Pontokáspi vagy főmedenee, 3. Thráciai medenee. Ezek az elkülönült medeneék tengerszorosokkal álltak összefüggésben egymással. Az orosz kutató nézete szerint a pannon medenee az alsó szarmatában összeköttetésben állt az orosz-román főmedeneével. Ez az összeköttetés a közép szarmatában már csak időleges volt. Ezidőtájt a pannon medenee helyén lagunák terültek el, melyeket szigetesoportok szakítottak meg.

A magyarországi szarmata rétegek sztratigráfiai helyzetével először S e h r é t e r Z. foglalkozott összefoglalóan [(142), 1912]. Sehréter megállapítja a fekü felé a folytonos faunisztikai kapcsolatot, majd részletesen jellemzi a szarmata szintjeinek faunáját. Megállapítja, hogy Magyarországon *csak az alsó szarmatának* ismeretes tengeri fáeiese. G a á l István *Donax lucida* lelete (57) — amellyel ő közép szarmata előfordulását akarta kimutatni a hunyadmegyei Rákosdról — tévedésnek bizonyult.

Hivatkozik továbbá Andrussow azon megállapítására, hogy az alsó pannon-pontusi emelet sajátos jellegénél fogva elválasztandó a plioeén többi szintjétől és a *meotienbe* sorolandó. S e h r é t e r a meotien időszakot nem tartja elég hosszúnak az alsó szarmata—alsó pannon-pontusi hézag betöltésére. Ezért az alsó pannoniái-pontusi rétegeket a meotien kivül a szarmata középső és felső szintjével is azonosítja. Az elmondottaknak világosabb illusztrálására szolgáljon a következő összeállítás:

Pontokaspi kifejlődés

Magyarországi kifejlődés

Meotien	}	=	Alsó pontusi agyagok.
Felső szarmata			
Közép szarmata	}	=	Szarmata.
Alsó szarmata			

Ezt a párhuzamosítást azzal támasztja alá, hogy igen sok lelőhelyen a szarmata fokozatosan átmege az alsó pannouba. Másfelől átmeneti faunákra (Szóesány, Szilágysomlyó, Nagyszeben) hivatkozik, amelyekben szarmata és pannon alakok sokszor együtt fordulnak elő. A közép szarmatára Sehréter egy előfordulást említi: a *Nubecularia novorossica* Kar. et Sinz. előfordulását a balatouföldvári fúróluk anyagában. De tekintettel arra, hogy az orosz közép szarmatában sem fordul elő mindenütt ez a vezérkövület, szerzőnk ennek csak fácies-jelző értéket tulajdonít. Újabban azonban Jekelius E. tanulmányában ezt a leletet a közép szarmata pannoniai előfordulásának egyik fő bizonyítéka gyanánt tekinti. Itt akarunk áttekintést nyújtani a közép szarmata egyéb előfordulásaira, valamint a szarmata és pannon kölesönös helyzetére vonatkozó adatokról is. Az első kérdést illetően először Gaál Istvánnak Sehréter-el egyidőben megjelent, de tőle független tanulmányára utalhatok (58). Ebben Déváról a szárazföldi közép szarmata mellett brakkvízi fáciesben való előfordulását is említi. Részletesebb adatokat azonban nem közöl.

A. Winkler—Hermaden Stájerországból mutat ki közép szarmata faunát (*Nubecularia novorossica*, *Cerithium* cf. *compeiri*, *Cardium* cf. *barboti*, *Maetra podolica tipica*) (167). A *Nubecularia* leletről kimutatták, hogy az egy kis, tévesen meghatározott *Serpula* faj (162) R. Janosehek a lándzséri (Landsee) öböl keleti partjáról ír le magasabb szarmatát (84) (*Cardium* obsoletum tipicum, *Maetra podolica tipica*). Bethlen G. (9) a Réz-hegységből Gyümölesésenes vidékéről ír le közép szarmatát. Jekelius kritikai tanulmánya azonban az ő vizsgálatait nem tartja helytállóknak. Újabban Pozsenyától nyugatra eseh geológusok említik a közép szarmatának egy újabb előfordulását (92 a).

A szarmata és pannon rétegek viszonyára vonatkozólag két irányzatot találhatunk az irodalomban: az egyik a szarmata végével szárazföldi időszakot tételez fel és tagadja a két rétegesoport folytonos kapcsolatát [R. Hörnes (83), E. Suess, E. Jekelius (87)]. A másik irányzat a szarmata-pontusi szedimentáció folytonosságát hirdeti. Ennek bizonyítékául szolgálnak a szarmata-pannon átmeneti rétegek. Ezek közül sokat emlegetik Th. Fuchs-nak a bécsi medeneéről közölt átmeneti rétegeit. Ezeket a bécsi vízvezeték munkálatai alkalmával fedezték fel. 35 fúrás közül 8-ban akadtak nyomára. A Sehréter eikkével kapcsolatban már említett átmeneti faunákon kívül ilyen réteget ír le Sándor Iloua (135) a Cserhátból, a galgagyörki templom dombjának nyugati oldaláról. Itt azonban a kövületek koptatottak. A többi lelőhelyeken azonban (Galgagyörk I—IV), ahol szerzőnek alkalmá volt a szarmata-pannon rétegek települését megfigyelni, a két képződmény éles határral válik el egymástól. További átmeneti rétegeket említi

Vitális I. (162) a soproni Virág völgyből, Papp S. (118) a budafapusztai clajfúrással kapcsolatosan, továbbá Jaskó S. (86) Alesut és Etyek vidékéről. A bécsi medence viszonyaira nézve újabbán C. Friedel (51) tanulmányozta ezt akérdést, aki megjegyzi, hogy helyenként a képződmények enyhe diszkordanciát, máshol folytonos átmenetet mutatnak. Utóbbi helyeken lépnek fel az átmenti rétegek. S. Gillet (61) szerint a bécsi medence szélein a szarmata a pannontól eróziós diszkordanciával határolódik el, míg középső részein folytonos az átmenet. Gillet szerint a pannon medencében a *bessarabien* (közép szarmata) a pannon rétegek vékony bazális rétegét alkotja. Szembe állítja a magyar magasabb szarmata túlyomóan kontinentális jellegét (l. Magyar Középhegység) Kelet-Európa felsőbb szarmatájának brakkvizi kifejlődésével. Hangsúlyozza azonban, hogy a kelet-európai főmedence és a pannon medence között a közép szarmatában is egy legalább időleges összeköttetést fel kell tételezni. Ezzel N. Andrusow (5) feljebb körvonalazott nézetéhez esatlakozik. Itt említjük meg, hogy a középhegységi szárazföldi szarmata ismeretét id. Noszky (111), Sümeghy vizsgálatainak köszönhetjük. Szalai Szentendre vidékén, Noszky a Cserhátban, Sümeghy pedig Sámsonháza, Felsőtárkány-nál mutatja ki a magasabb szarmatát teresztrikus képződmények (agyagok, kavicsok, vulkáni tufák) alakjában. Noszky a magasabb teresztrikus szarmatát Középhegységünkben a R. Hörnes értelmében vett meotienbe sorolta. Hasonló korú teresztrikus képződményeket ismertet Gaál (57) és Sehréter Hunyad és Krassó-Szörény vármegyékből.

Szádeczky-Kardos E. (153) a soproni Virág völgy átmeneti rétegeit sorolja a magasabb szarmatába.

Soós L. (148) a mollusea fauna fejlődéséről szóló tanulmányában hangsúlyozza a szarmata és pannon faunák egységes jellegét.

A szarmata és pannon folytonos átmenetére utal Mastodon-tanulmányai alapján G. Sehlesinger, (139) valamint ezt hangsúlyozza R. Janosehek (84) is a lándzséri öbölben tett tanulmánya alapján.

Ezzel szemben szarmata-pannon diszkordanciáiról emlékezik meg R. Hörnes a sopronvidéki előfordulásokon kívül a Rhone völgyben, a Dnyeper vidékén, valamint a Krim félszigeten. Már fentebb említettük a bécsi medence szélének diszkordáns szarmata-pannon településeit. Itt említjük fel, hogy Lőrenthey (104) Kőbányán a szarmata és pontus közt diszkordanciát talál, valamint azt az erős réteghézagot, melyet Papp S. ír le Inkepusztáról, ahol ez a hézag a helvéciéntől egész a pontusig terjed.

Alapvető meglátásokkal gazdagítja a pannóniai-pontusi üledékek párhuzamosításának kérdését K. Krejci-Graf (93). Pannonia pliocén rétegeit Krejci a bécsi medence meotienjével és pannonjával. Dél-Magyarország pliocénjét pedig a jóval fiatalabb Fekete-tengeri *pontusi* emelettel azonosítja (nálunk ez utóbbinak az *Unio Wetzleri* és *congeria rhomboidea* szintája felelne meg Gillet beosztása szerint) (61). A pannon rétegek párhuzamosításának nagy nehézsége, hogy faunájuk külső körülményekre erősen reagál. Hasonló fáciásban gyakran más

rokonsági körbe tartozó fajok használó alakúak, eltérő fáciesben azonos vagy rokon fajok eltérő alakot hozhatuak létre.

Megfigyelhetjük azonban a hasonló (isopikus) fáciesek dél-kelet felé való eltolódását. Így például a Congeriás-rétegek kaspi-brakk fáciese a bécsi medencében a meotien végével megszűnik, hogy tavi és folyami plioéennek engedje át a helyét. *A pannon medence* területén a levantei kor elejéig tart ennek a fáciesnek képződése, *Romániában* csak a felső levante (rumán, Krejei) végével szűnik meg, míg *Oroszországban* az egész plioéén koron át megmarad a káspi-brakk kifejlődés. Egyes fajok függőleges elterjedése szépen ábrázolja a fácieseknek ezt az eltolódását: így például a *Pterodaena edentula* faj, amely a *pannon medencében* a pannóniai rétegekre jellemző, *Romániában* a felső kimmériai emelet határáig (daeien alja) fordul elő, amíg *Oroszországban* a kimmériai időszak végéig található. Krejei-Graf az alsó pannóniai-pontusi rétegeket a *meotienbe* teszi és faunájukat a szarmatából származtatja. Ezzel tulajdonképpen a szarmata és a pontusi emelet folytonos átmenete mellett foglalt állást.

Európa területe fokozatosan emelkedik ki a tengerből: így a *Rhône völgye a miocén végén*, az *Alpokon hejlüli bécsi medence a pannon végén*, *Szlovákia a pleisztocén kor elején*, *Oroszország a késő negyedkorban* válik szárazfölddé.

Mind ezt az európai kontinens fokozatos, a szarmatában meginduló kiemelkedése magyarázza, mely nyugatról indul meg és fokozatosan hódít tért Kelet-Európában. Ez magyarázza meg, miért van a pontokáspi medencében tagolt, hatalmas brakkvízi szarmata, amidőn nyugaton vagy szárazföldet, vagy kiédesedett tavakat találunk. Vagyis ezzel a feltevéssel megmagyarázhatjuk, miért párhuzamosítható a Congeriás réteggel a kelet-európai magasabb szarmatával.

Hörnes prepontusi eróziós elméletének híve Jekelius E., aki 1935-ben megjelent értekezésében beható kritika tárgyává teszi a szarmata-pannon irodalmat. Az erdélyi átmeneti faunákat (Szócsány, Nagyszeben, Lopusna, Gyümöleséses) revízió alá veszi és nem találja azt a fokozatos átmenetet a két képződmény között, melyet különösen Lörenthey hangsúlyozott a krassó-szőrényi Szócsány faunájánál. Azokban a rétegekben, melyeket Jekelius Erdélyben megvizsgált, a kevert faunákat tartalmazó rétegek a szarmata alakokat mindig *kisebbségben és koptatott állapotban* tartalmazták, ami e formák bemosott voltára utal. Ugyanezt állítja a bécsi medence átmeneti faunájáról is. Szerinte a szarmata végén a bécsi medence azon részének, melyek a kérdéses átmeneti rétegsorokat mutatják, nem volt akkora kiemelkedése, hogy erősebb diszkordancia keletkezhetett volna. Ugyanis a kiemelkedés nem hegyképződéssel kapcsolatos, hanem egyszerű függőleges eltolódás volt. A paludinás rétegeket a román daeiennel és levantei emelettel veszi egykorúnak. Szerinte tehát a *szarmata és a pontusi emelet közt határozott diszkordancia van*.

Gaál I. két legújabb tanulmánya foglal újból állást a szarmata-pannon viszony kérdésében (59, 60).

Az egyik tanulmányának elején közölt harmadkori rétegtáblázatban a *szarmatát a pannonnal*, a *meotient a pontikummal* foglalja

össze szorosabb egységbe, miközben eddigi felfogásával szemben a szarmatát is a plioéénbe osztja. Érdekes ennek a harmadkori rendszernek hármas tagozódása az eddig elfogadott Hörnes-féle kettős paleogén-neogén beosztással szemben. Ugyanis Gaál a pyreneusi hegymozgással a *paleogén* és *neogén* közé egy új korszakot, a *mezogént*, iktat be. Ez a korszak az utolsó földtörténeti időszak, melyben Európa területének nagy darabjait tengerek borították. A neogén üledékei között — Gaál értelmében — már az édesvizi és brakkvizi fáciesek dominálnak.

A szarmatával indul meg tehát kontinensünk szárazföldre válása. Ez a gondolat szorosan kapcsolódik Krejci-Gráf feljebb vázolt gondolatmenetéhez. A pannont Gaál a közép és felső szarmatával párhuzamosítja, a meotient azonban, mint láttuk, külön választja és a pontikummal foglalja össze. Gaál azonban a felső szarmata sziateket nem csak az alsó pannonnal állítja párhuzamba mint Schréter tette, hanem az egész pannon idősakkal. Erre azért van szükség, mert a közép és felső szarmata időkerete sokkal nagyobb, semhogy az alsó pannon idősakkal egyedül meg lehetne tölteni. A meotien mint időszak, egyenrangú a szarmatával és nem vonható össze a szarmata magasabb szintjeivel, ahogy Hörnes és Noszky teszik.

Gaál szerint a paludinás rétegek a meotienbe esnének. A *pontus* a pannonnal sokkal fiatalabb Gaál szerint és nálunk csak Erdélyben volna kifejlődve a háromszéki medence területén. Itt ezt a kb. 50 méter vastagságú rétegsort Jekelius mutatta ki. Ez a felfogás igen közel áll Lőrenthey nézetéhez, aki a pontusi emelet fogalmát csak a Fekete-tenger vidékére, az úgynevezett odesszai mész mintájára alkalmazza. Ezek szerint a pannóniai és euxinikus pontusi emelet különbségei a nagyon különböző képződési idővel függenek össze, és nem pusztán fáciesbeli különbségek, mint ahogy azt Halaváts Gy. elképzelte (68, 69).

E rétegtani jelenségek magyarázatánál Gaál is Krejci-Gráf álláspontjához csatlakozik és vele egyetemben Közép- és Kelet-Európa neogén fácies változásait egy nyugatról keletre haladó fokozatos kiemelkedéssel magyarázza.

Amíg Schréter tanulmánya a települési és faunisztikai viszonyok összefoglalására vonatkozik, addig Krejci és Gaál a rétegpárhuzamosításba értelmező momentumot visznek.

Ha az ellentétes nézetek e labirintusából kihámozzuk a lényegét, úgy a szembenálló két irányzat mindegyike az európai kontinens kiemelkedésével magyarázza a szarmata és pontusi emelet fácieseinek változását. De amíg a diszkordancia hirdetői az európai kontinens hirtelen megemelkedését tételezik fel, addig a folytonosság hirdetői kontinensünk fokozatos kiemelkedését hangsúlyozzák. A felsorolt adatok — azt hiszem — annak leszögezésére jogosítanak fel bennünket, hogy a prepontusi erózió elméletében bizonyos messzemenő általánosítások vannak. Ezek néhány vidék települési viszonyainak más helyeken való önkényes föltételezésén alapszanak.

6. Pliocén.

Alsó pannóniai-pontusi agyag.

E képződménnyel a bieskei medence keleti szélén a Páty község északi részén levő Huttera-féle téglagyár agyaggödreiben, továbbá a község déli szélén fekvő Keeskés János és Keeskés Sándor-féle téglagyárak feltárásaiban találkozunk. Egyébként e képződmény területünkön nem bukkanik fel, pleisztocén agyagok fedik. A pannon agyagok igen nagy vastagságot érnek el a 378-as sz. Salgótarjáni-R.T. fúrás tanúsága szerint. E fúrásban vastagságuk 190,74 méter. Ez a tetemes vastagság csak süllyedő medencében képződhetett. Ezért ebből a bieskei medence alsó pannon-korú süllyedésére következtethetünk.

Az agyag szürke színű, plasztikus, nagy vastartalmú (Keeskés J. közlése szerint 15 %).

Az agyag települési viszonyaira a következő szelvények nyújtanak felvilágosítást:

I. Huttera-féle téglagyár feltárása. (Páty É.)

Humusz 0,3 m — Barna pleisztocén agyag 2,0 m — Szürke agyag 0,3 m — Felül zöldes-barna, alul világosszürke homok 0,25 m — Pleisztocén zöldes-szürke agyag, sárga foltokkal, mészkonkréciókkal 1,5 m — Pontusi szürke agyag 4,0 m

A rétegdőlés bizonytalan, a zavaros település suvadásokra mutat. Csupán a bányá északi falának egy szakasza áll zavartalanul, ebben vasoxidos diaklázisok.

II. Keeskés János-féle téglagyár feltárása. (Páty D.)

Humusz 1 m — Pannon agyag 7—8 m.

A nagyobb kövületek főleg az agyag alsó szintjében található. Itt egy 3 méteres gödörben az agyag dőlését is sikerült megmérnem, amely 6 foknak adódott Ny-i irányban.

III. Keeskés Sándor-féle téglagyár feltárása. (Páty D.)

Meszes agyag limnocardiumokkal 2,5 m — Sárgás és szürke agyag 6,8 m — Rozsdabarna vasas agyag *Congerina Partschii* Cz.jz. val 0,2 m — Sárgás és szürke agyag 2,5 m.

Érdekes e bányában a *Congerina Partschinak* a rozsdavörös rétegben való előfordulása. A rétegeknek e bányában enyhe dőlését lehet megfigyelni, ez a dőlés Ny. felé tart. Megmérni azonban nem tudtam.

A Keeskés-féle bányákban igen jól látszanak a sok helyütt vasas üledékkel kitöltött diaklázisok. Megemlíthetjük az agyagban a gipszkristályok gyakori előfordulását.

A pannon agyagok faunája kevés fajból áll, de az egyedek óriási tömegét szolgáltatja. Egész tömböket borítanak a kövületek héjai. Növény lenyomatokat is találtam, melyek hosszú sávszerű levelektől erednek. Ez azt mutatja, hogy ezek a pannon üledékek a pannon tónak parti régiójában keletkeztek. Az agyagból a következő alakokat határoztam meg: *Limnocardium (Pontalmyra) Jagicii*

Brusina, *Limocardium secans* Fuehs, *Limocardium syrmienne* R. Hörnes, *Congeria banatica* R. Hörnes, *Congeria Partschii* Czjzek, Halesigolyák, Ostraeoda héjak.

Itt említjük meg azt a fiatal Mastodon maradványt is, melyet a Keeskés János-féle agyagbánya felső szintjében talált Éhik Gyula múzeumi ör. A maradvány tudományos feldolgozásával Gaál Istvánt bízta meg a Nemzeti Múzeum. Gaál István professzor úr szívesége folytán megvizsgálhattam a Nemzeti Múzeum földtani osztályán elhelyezett maradványokat. Ezek 7 agyar- és 7 zápfogtöredékből állanak. A zápfogak alapján az állat *Mastodon (Bunolophodon) longirostre* Kaupp-nak bizonyult. Ez a faj az alsó pannonban élt. A maradványok részletes leírása egyébként Gaál professzor úr tollából a jövőben jelenik meg. Így a fenti kagylófauna és a Mastodon maradvány alapján e réteget Meznericesel együtt az alsó-pannon alsó szintjébe tesszük és a horvátországi beoesini márgával azonosítjuk. A képződménynek a beoesini márgával való hasonlóságára a gazdag *Ostracoda*-fauna alapján dr. Majzon László is felhívta figyelmemet. A Mastodon maradvány előfordulása is partszegélyre utal.

A fauna leggyakoribb alakjai a *Congeria Partschii* Czjzek és a *Limnocardium Jagici* Brusina. Előbbinek példányai kitűnő megtartásban tömegével találhatóak.

Itt csak röviden utalunk a *Congeriás*-faunának a Kaspi- és Bajkál tavak, valamint a Fekete-tenger faunájához való hasonlóságára. Lörenthey említi, hogy az orosz Csernomovee expedició a Fekete-tenger fenekén *Dreissensziákat* és *Limnocardiumokat* talált. Mindezek alapján a *Congeriás*-rétegek faunája nem tiszta édesvízi, hanem kiédesedett sóstavi fauna. (Kaspi-brakk. Krejei.)

A pannoniai és a pontusi emelet problémájával az előző fejezetben részletesen foglalkoztunk a szarmata-rétegek sztratigrafiai helyzetének kapcsán. Láttuk, hogy az újabb szerzők e két fogalmat élesen különválasztják, kb. Lörenthey (103) és Barbot de Marny eredeti elgondolásának értelmében.

Felső pannóniai-pontusi agyag és homok.

A felső pannonnak összefüggő nagyobb előfordulásai területünkön ninesenek. Ide kell sorolnunk a Mézes-hegy pontusi homokbányájának anyagát. Ez igen finom, sárga, helyenként mésszel homokkővé cementálódott homok, amely kb. 6 m vastag rétegben található a Mézes-hegy szarmata rögének déli oldalán a mészkőbánya mellett. A bánya nyugati részén tisztán kivehető keresztarétegzettséget látunk. Lehetséges, hogy itt a pannóniai-pontusi tavi lerakódások homokos faeiesével van dolgunk. Minthogy a homoknak a szarmatára való települése megfigyelhető, a képződmény pannóniai kora biztosnak vehető. Egyéb pannon lelőhelyek képződményeivel való összehasonlítás pedig a képződmény *felső-pannóniai-pontusi korára* utal. Ez az előfordulás igazolja, hogy a pannon korban a

szarmata vonulatot homoktakaró borította, amely azonban később lepusztult. Ennek maradványa a Mézes-hegy homokbányája.

Ide sorolhatjuk azokat az agyag és homok előfordulásokat is, amelyeket Telki község határában találhatunk. Az itteni kb. negyven éve felhagyott téglagyári agyaggödör zsíros anyagából Földvári *Dreissensiókat* említ. Magam is az itteni igen elhanyagolt feltárásokban rossz megtartású *Dreissensia* és *Congeria* héjjakat találtam. A fanna összjellege alapján a telki agyaggödör és környékének szürke zsíros agyagjait Földvári-val együtt a felső-pannonba tehetjük. Megemlíthetjük továbbá, hogy a telki agyagbánya falán nem volt alkalmam észlelni azokat a diaklázisrendszereket, amelyek oly szabályosan jelentek meg a Páty déli részén fekvő alsó-pannóniai agyagbányák falán.

A Telkitől ÉK-ra található homokgödör anyaga teljesen hasonló a Mézes-hegyi homokhoz, ezért a kőzettani megegyezés alapján szintén a felső-pannóniai-pontusi emelethez soroljuk.

Igy tehát területünk déli részén az alsó-, északi részén a felső-pontusi emelet kerül felszínre. Ez talán a medencefelszín déli részének hamarabb való kiemelkedésével lehetne magyarázni.

A felső-pannonba soroljuk a budavidéki festékföldeket is. Ezeket a Biai-hegy D-i oldalán tárókban fejtik.

7. Pleisztocén.

Területünk nyugati részének felszínét jórészt a pleisztocén-képződmények borítják, eltakarva az idősebb rétegeket. Az agyag vagy sötétebb (fekete, humszos), vagy világosabb homokos alakban jelentkezik. Vastagsága a hegység szélén a téglagyárak feltárásaiban változó. (1—3 m). Az agyag meszes, mert a hegységről sok lejtőtörmelék keveredik hozzá. Ez északon, Telki körül dolomitnak, valamint homokkő-rögöknek adja át helyét. Az agyag durva, egyenetlen szerkezetű, mélyebb rétegei gyakran szabálytalan vasas festődéseket tartalmaznak. (Lásd Huttera agyagbánya szelvénye).

A lösz hatalmas, 9—10 m vastagságú meredek falakban található a pátyi országút mentén a 255 magassági pont körül az országút D-i oldalán. Lösz borítja Páty község területét is. A löszfalakba vájták a lakosok borpincéiket.

A durva homok a Huttera téglagyár falában van feltárva 35 cm vastagságban. (l. a szelvényt).

A kaviesok kékes, fehér és szürke kvareitből állnak, melyeket a pátyi határ észak-keleti *Dobogó* nevű részén találhatunk a földelken. Ezeket bizonyára a pleisztocén korszak vízfolyásai rakták le. Amint a dolgozat elején kifejtettük, t. sz. f. magasságuk a Duna pleisztocén kavies-terrasszainak magasságával egyezik.

8. Holocén.

Alluvialis agyagot és kvarekavies hordalékot területünkön a Füzes-patak keskeny völgyében találhatunk. Nagyobb jelentő-

ségű területünk erdeinek talaja, melyről a budakeszi koronauralmi erdőhivatal szívessege folytán kaphattam néhány adatot.

Az erdőtalajok jórészt homokos agyagok, melyeket felül televényréteg borít. A hegyek déli oldalain, valamint a gerinceken a talaj száraz, köves. Itt sok helyütt a humusz takaró is hiányzik.

A talaj takarója a jobb záródású erdőkben (ahol a fák lombja összeér) alom, mivel itt aljnövényzet nem fejlődhetik, másutt gyp és bozót.

IV. Hegyszerkezeti viszonyok.

Területünk szerkezeti viszonyaival Ferenczi István és Földvári Aladár foglalkoztak. Ferenczi, (46) mint ezt már kifejtettük, egy nagy antiklinálisnak, az észak-kelet dél-nyugat csapás irányú solymári antiklinálisnak létezését tételezi fel területünk-től észak-keletre. Ennek meghosszabbítása tehát területünkre esnék. Földvári a nyugati hegységperem töréses szerkezetét emeli ki és ezt összefüggésbe hozza a bieskei medence pannon beszakadásával is. Ezenkívül pedig egy észak-déli irányú hegy nyomást tételez fel, melyre a terület diaklázis irányából következtet. Megemlítjük itt még Szentes Ferenc-nek (154) a Budai-hegységre vonatkozó tektonikai vizsgálatait. Ezeket a Nagy-Kevély hegyesoportjának vizsgálatára alapította.

A Budai-hegység mezozoikumának gyűrt szerkezetét ő is lehetségesnek tartja. Ez a gyűrődés lapos boltozatokat formált, melyeket a Magyar Középhegység más részein szépen tanulmányozhatunk (például Mecsek hegység). A mezozoikum végén fellépő *larámiai* hegyképző fázissal indul meg a törések és beszakadások időszaka. A mezozoikus boltozat beszakad és vetődésekkel szétdarabolódik. A töréses irányok között Szentes a 120°—300°-os (ÉNy-DK) és a 32°—110°-os (ÉK-DNy) uralkodó irányokat találta. Az első törés irány szolgáltatja az erősebb töréseket és régebbi is mint az utóbbi.

Az eocén végén bekövetkezett pannon hegyképző fázis (Vadász) finomabb törésekkel tagolja Szentes szerint hegységünket. A pannon időszakba teszi azokat a vízszintes eltolódásokat, melyek a Nagy-Kevély hegyesoportját kereszttrészek mentén elmozgatták és az egyes rögök csapás irányát egymáshoz képest elesavarták. E-közben a hegyesoport dél-nyugati része féloldalasan kiemelkedett.

Szentes szerint ezt a mozgást nyugat-keleti kitéréssel kell megmagyaráznunk. Szükséges ehhez azt előrebocsájtanunk, hogy a Budai-hegység mezozoos és harmadkori képződményekből fölépített vidéke két feli hegységmasszívum közé van szorítva. Ezek mint arra már feljebb utaltunk a Kis-Alföld alatt elterülő kristályos alaphegység és a Kárpátok kristályos vonulata az *északi* oldalon és a Velencei-hegység csapásában húzódó kristályos palákból és gránitból felépített őshegység a déli oldalon. A két régi hegymasszívum kölesönös helyzetéből vezethető le a Magyar Középhegység csapásirányának áthajlása ÉK-DNy-ből ÉNy-DK-be a Pilis hegyesoportjában. Mechanikailag feltételezhetjük, hogy a törések ellen-

tétes irányú erópár hatására keletkeztek. Ezek közül az egyik az aktív nyomóerő, a másik a kemény hegységkeret ellenállása. S z e n t e s szerint ez az erópár vagy úgy hatott, hogy az erők irányai egy vonalba estek: ebben az esetben az erópárnak nem volna forgató nyomatékna és a mechanikai igénybevétel nyomási deformációvá egyszerűsödne. Ha a támadó pontok nem estek egy vonalba, akkor a nyomóerő és az ellenálló erő forgató nyomatékának torziós hatást kellett kifejtenie. A keletkezett feszültségeknek S z e n t e s szerint diagonális repedések mentén történő elmozdulásokkal kellett feloldódnia.

H. C. N. v a n A m e r o m (1) a területünktől dél-keletre fekvő Csiki-hegység töréseit vizsgálta. Ő is hangsúlyozza, hogy ezek a törés irányok a Budai-hegységben hosszú ideig élő törések voltak, vagyis a tektonikus mozgások mellettük időszakonként felújultak. Az uralkodó törés irányok esapása nagyjából ugyanaz, mint amelyet mi területünkön megfigyelhettünk (60° — 240° , 150° — 330° , 135° — 315° , 180° — 360° , 15° — 195°). Azonban a törések síkjainak különböző dőlései — szemben az általunk tanulmányozott terület mérőleges diaklázisaival — arra mutatnak, hogy a mechanikai erőhatások e területet *ferdén* érték. Azonban az azonos törési irányok arra mutatnak, hogy a Budai-hegységet egységes mechanikai hatások érték, az erők iránya azonos volt. Így tehát, amint ezt majd alább közlendő saját mérési adataim is alátámasztják, a Budai-hegységet tektonikai szempontból egységesnek tekinthetjük, minthogy ugyanazok az erők hatottak az egész hegyesoportban a törések tanúsága szerint.

A magam vizsgálatai F ö l d v á r i A l a d á r eredményeihez kapcsolódnak. Területünk összetört, rögös szerkezetét legjobban a dőlésirányok megfigyelésével láthatjuk be.

Dőlések.

A *triászban* nem volt alkalmam dőléseket mérni. Azonban F ö l d v á r i áttekintő térképének adatai szerint észak-keleti, a medencétől *eltartó* dőlések konstatálhatók a Nagy-Kopasz hegyesoportjában.

Az *cocénben* az órházzal szemben levő kőfejtőben Pátytól dél-keletre a nummulinás mészkő rétegei 235° irányban 10 fokkal dőlnek.

Az *oligocénben* mért dőlések a következők:

A 344-es mag, pontnál $155^\circ/35^\circ$, a Telki-úttól 150 méterre a Tóth György-hegytől északnak haladó mezei-út feltárásában $15^\circ/30^\circ$, a 255-ös magaslat észak-keleti részén levő hárshegyi homokkő bányában $125^\circ/10^\circ$ és $118^\circ/10^\circ$, a Köszörűkő-hegy dél-nyugati oldalán levő felhagyott kőfejtőben $240^\circ/40^\circ$, a Biai-hegy déli oldalán levő piktortéglabánya bejáratánál $330^\circ/35^\circ$. Érdekes itt megjegyezni, hogy a Biai-hegyen mért dőlés ellentétes irányú a 344-es magaslat $155^\circ/35^\circ$ -os adatával. Ezek azonban nem adnak még elegendő alapot egy gyűrődéses szinklinális feltételezésére. Minden esetre, ha a paleo-

gében volt is e területen enyhe redőződés, ennek nyomait a hegység későbbi feldarabolódása erősen befolyásolta.

Ez a néhány adat is mutatja, hogy területünk rosszul feltárt oligocén rögei igen bonyolódottan törtek össze, miközben különböző vetőrendszerek mentén rotációs mozgásokat végeztek, mivel a rögeknek úgy csapása, mint dőlése változik. Sajnos a terület erdős volta miatt e vetődéseket nem igen lehet nyomozni.

A szarmatában a következő döléseket állapítottam meg:

A Telki-út feltárása $235^{\circ}/20^{\circ}$, Tóth György-hegy ÉNy. oldal $330^{\circ}/50^{\circ}$, T. Gy.-hegy Ny. oldal $255^{\circ}/25^{\circ}$, T. Gy.-hegy Ny. oldal, középső erdővágástól Ny-ra $270^{\circ}/20^{\circ}$, T. Gy. Ny. oldal 2. erdővágástól D-re $245^{\circ}/15^{\circ}$, T. Gy. ÉK. oldal (349 m. pont) $129^{\circ}/10^{\circ}$, Mária-hegy keleti oldala (358 m. pont) $90^{\circ}/40^{\circ}$.

Mézeshegy: a kőfejtőből kivezető út kanyarodójában $253^{\circ}/19^{\circ}$, a kőbánya belsejének dölései:

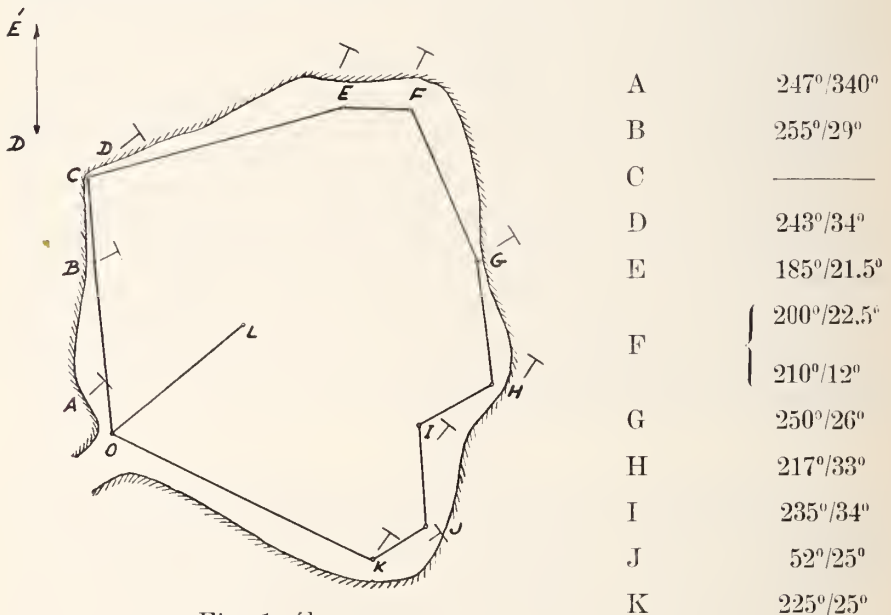


Fig. 1. ábra.

A Mézeshegy kőbányájának alaprajza

$M = 1.875$

A kőfejtő közepén szabadon álló nagy réteglapon $254^{\circ}/40^{\circ}$ dölést mértem. A Mézeshegy bemérését 1939. június 3-án egy területemre tett egyetemi kirándulásom kollégáimmal együtt közösen végeztük Jaskó Sándor dr. egyetemi tanársegéd úr vezetésével.

A mézeshegyi bánya boltozat alakú feltárása eszerint kisebb, átlag 10 fok alatti dőlés-differenciákat mutat. A maximális dőlés-különbség a táblázat értékei között 22 fok. Amint a feuti számokból kiolvasható, a szarmata rétegek a bányát átható törések mentén

rotációs elmozdulásokat végeztek, melyeknek nyomait a törések falain megtalálhatjuk. Ezek a kisebb rotációs mozgások jellemzőek az u. n. nyíró mozgásokra (Shearung). Ezek a mozgások hozták létre a bányá gyönyörűen fejlett diaklázisait, melyekről alább még táblázatos összeállítást közlünk. A dölések különböző orientációjú délnyugati irányok a bányában. A Mézeshegy északkeleti oldalán a nagy bányától kb. 50 méterre északra kis kőfejtő gödörben $228^{\circ}/48^{\circ}$ dőlést mérhettem.

A Mézesvölgy szarmata rögének ÉNy-i részén $322^{\circ}/20^{\circ}$. A Mézesvölgy déli részén $195^{\circ}/22^{\circ}$. A 287.3 m. pont ÉNy-i oldala $280^{\circ}/25^{\circ}$. Katalin-hegy csúcsán $275^{\circ}/25^{\circ}$.

Ha figyelemmel kísérjük a szarmata rétegek helyzetét, úgy a Tóth György-hegyen a *dőlés* irányoknak ÉNy-ról Ny-on át DNy-ra való átfordulását vehetjük észre. Ezt annak tulajdoníthatjuk, hogy a szarmata durvamészkö itt a Bieskei Medence szarmata előtti peremére rakódott rá. A rétegek dőlésének ezt az átfordulását itt a peremi leszakadás ívalakú lefutása okozza. Ez egyébként a Földvári értekezéséhez esatolt kis térkép-vázlaton is világosan kivehető. Nemkülönb a vonulat déli részén is a dőlésnek É-ÉNy-ról (Mézesvölgy 322) Ny-felé fordulását (Katalin-hegy) vehetjük észre. Feltűnő egyébként, hogy a 287.3-es mag. pontnak és a Katalinhegy kb. 10 méteres vastagságú szarmata mészsapkájának azonos helyzete. Alighanem összefüggő tábla utólagosan vertikálisan eltolódott töredékei. A dőlés szöge 12 foktól (mézeshegyi bánya F pont) egészen 50 fokig változik. Földvári azonban vetődések mellől még meredekebb dőlési értéket is említ. Az átlagos dőlésszög 20—30 fok közt változik.

A döléseknek kis távolságokon belüli csapás- és dőlés-változással világosan elárulják, hogy a szarmata igen sok törés mentén rotációs mozgásokat végzett. Feltűnő jelenség a Tóth György-hegy ÉK-i oldalának DK-i (120) dőlése, valamint a 358-as mag. pont keleti dőlése is. Ez ugyanis ellentétes orientációjú, mint a nyugati lejtőkön mutatkozó dölések. Az ember antiklinálisra gondolhatna, viszont az ellentétes dőlésű pontok tetemesen el vannak egymáshoz képest tolódva, amely eltolódásokat redőzött struktúrával bajos összeegyeztetni. Inkább a szarmata rögök finomabb töréses tagoltságára gondolhatunk. Ezeket a töréseket azonban nem lehet kinyomozni a sűrű erdőtakaró miatt.

Mindez nem zárja ki azonban, hogy plasztikus anyagok a területen működő erők hatása alatt redőződhessenek. Többször utaltunk arra, hogy Földvári és magam által végzett vizsgálatok egy ÉD-i erő hatását mutatták ki a területen. Tekintettel arra, hogy a vizsgálatok rámutattak területünk diaklázisainak túlnyomó részben merőleges voltára, ebből a hatóerő horizontális helyzete következik. Ez pedig mint érintő menti erő plasztikus üledékekben redőzést fog létre hozni. A Sieberg (146) fejtette ki egy igen érdekes cikkben, hogy a gyűrődések elsősorban nagy mélységekben keletkeznek, míg a kéreg felső zónájában a törések uralkodnak, mert a mélyebb kéregrészek tömegrészeinek a nagy uralkodó nyomás mi-

att nincs elég kitérés-i lehetősége. Ezért a makroszkópos mozgások helyett a mikroszkópos eltolódások lépnek előtérbe, melyek gyűrődéses strukturát okoznak. A felszínhez közel viszont a makroszkópos kitérés lehetősége is adva van. Ezért itt vetődések fognak keletkezni.

A durva mész diaklázisai arra mutatnak, hogy ez a kőzet mechanikai igénybevételnél teljesen rideg anyag módjára viselkedett. Így tehát kellő fedőrétegek hiányában valószínűtlen, hogy a redőződéshez szükséges plaszticitással rendelkezett volna.

A fenti gondolatmenet helyességét meggyőző módon támaszják alá J a s k ó S á n d o r dr. (86) vizsgálatai a Bieskei-medence DNy-i részében. J a s k ó gyűrődéseket mutat ki a Bieskei-medence üledékeiben. Ezekről megjegyzi, hogy többször ismétlődő hegyképző mozgások eredményei. Az ismétlődő hegyképződés mellett szól J a s k ó szerint a mind fiatalabb üledékek esökkenő dőlésszöge azonos dőlésirány mellett. A gyűrődésben a felső oligocéntól a pannon-pontusi rétegekig terjedő rétegsor vett részt. A vápák és boltozatok esapásiránya ÉÉNy-DDK. Azonban ő maga is megjegyezte, hogy a medence szerkezete K. felé töréses tektonikába megy át, ami a medence keleti részében jobban előtérbe nyomuló rideg mészkövek viselkedésének tulajdonítható. Nemkülönbén a medence üledékeinek gyűrődése mellett szólnak azok a dőlési adatok, melyeket Telki vidékéről F ö l d v á r i közölt térképábrázlatában, a felső pannonból.

A *pannon* dölései a medenceben igen enyhék és a medence belseje felé tartanak. Keeskés János téglagyárának agyaggödrében Páty-tól D-re 6 fokos dőlést állapítottam meg. Helyenként suvadások teszik a telpülési tanulmányokat lehetetlenné. (Huttera-féle téglagyár agyaggödre. Páty-tól É-ra).

A *felső pannon* képződmények közül a Mézes-hegy pontusi homokja a bánya nyugati részén $166^{\circ}/8^{\circ}$. keletebbre $200^{\circ}/17^{\circ}$ döléseket mutat. Tehát diszkordaneiaival telepszik az alatta levő szarmata mészkőre. F ö l d v á r i-nak Telki mellett említett ellentétes döléseit a feltárások rossz állapota miatt nem tudtam lemérni.

Adatainkat összefoglalva megállapíthatjuk, hogy képződményeink általában annál kevésbé zavart településűek, minél fiatalabbak. Az *oligocén* 30—40 fokos dőlésével szemben a *szarmata* 20—30 fokos és a *pannon* 5—6 fokos döléseit állíthatjuk szemben. Az oligocén és szarmata bonyolultan változó rétegeadatai a terület összetöredezésére és a rögök forgó mozgásaira utalnak. A fenti szabály alól kivételt az *eocén-rög* képez, amely 10 fokos dőlésével is mutatja, hogy a tektonikai folyamatok nem sokat változtattak helyzetén.

Törések.

Területünk törései között a nagyobb törés-vonalakon kívül a diaklázisokat és paraklázisokat tárgyaljuk.

Az észlelhető nagyobb törés-vonalak irányai: É—D, ÉNy—DK, ÉK—DNy (ezek a szarmata rögök főtörésvonalai, melyek a rögök morfológiájában is kifejezésre jutnak). Az *eocén* sásbéré ÉNy

--DK-i és ÉK—DNy-i törésekkel határolódik el a lezökkenett fiatalabb környezetétől. Éppen ez a sásbére bizonyítja, hogy a medenceperemen fiatal beszakadások történtek e törésvonalak mentén. Hiszen tőle K-re a Biai- és Katalin-hegy közt az eoeén az oligoeén homokkő alatt kutakban lehet fellelni, tőle Ny-ra pedig sokkal fiatalabb szarmata rögök vannak vele egyszintben. Ilyen fiatal ÉK—DNy-i irányú törés érte a Katalin-hegy rögét is. A *pannonban* a Keeskés János féle téglagyár agyagbányájának északi szélén egy 1 méteres 75—255 (K—ÉK, Ny—DNy) csapású vetőt figyelhettem meg.

A nagyobb törések után területünk litoklázisaira térek rá. Litoklázisnak nevezzük azokat a szabályos kőzetrepedéseket, melyek szabályos, párhuzamos nyalábokban lépnek fel. Ez a szabályos fellépés mechanikai igénybevételre utal. A litoklázisokat két csoportra (26) osztjuk: A) *diaklázisok*, ezek olyan repedések, melyek mentén elmozdulás nem észlelhető; B) *paraklázisok*, melyeknek falain az elmozdulás nyomait esúszási nyomok alakjában észlelhetjük. E repedések hézagait meszes vagy vasoxidos képződmények töltik ki. *Paraklázisokat* a Mézeshegy szarmata kőfejtőjében, a pátyi eoeénban pedig az őrházzal szemben fekvő kőfejtő gödrökben találtam. A esúszási nyomok hossza kb. decméteres volt, vízszintes irányuk pedig horizontális eltolódásra mutat.

A litoklázisok statisztikai felvételével az volt a célom, hogy a kiadódó legfontosabb irányokból a repedéseket okozó erők irányára lehessen következtetni. Ezeknek a vizsgálatoknak a megértéséhez előzetesen szükséges néhány fizikai fogalom tisztázása. F. Rinne (126. 127) kísérleteket végzett különböző anyagokból készült tömbökön, hogy megvizsgálja ezek viselkedését nyomási igénybevétel hatására. Így például merev mészkőtömböket tett ki különböző erős nyomásoknak. A kísérleti anyagokat hengeralakúra vágta. Ezeknek hossza 6—7 em, szélessége 2—3 em volt. Azt tapasztalta, hogy mészkő esetében 1875 kg/cm² nyomásra a mészkőben

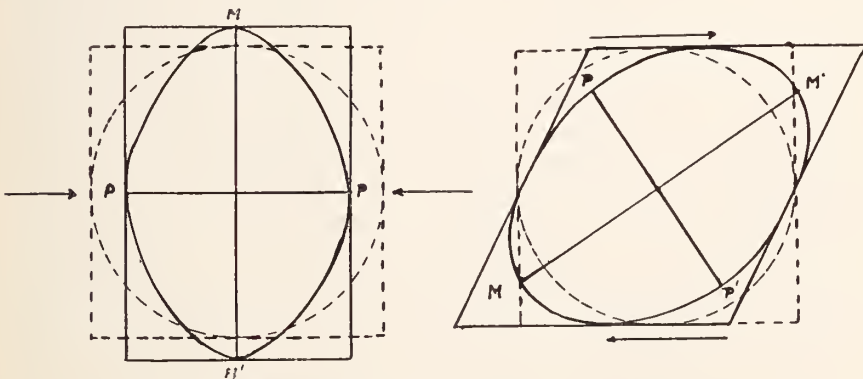


Fig. 2. ábra. P—P a legnagyobb megrövidülés, M—M a legnagyobb meghosszabbodás iránya.

diagonális repedések keletkeztek. Ezalatt olyan repedéseket értünk, melyeknek iránya az erő irányával 45 fokot zár be.

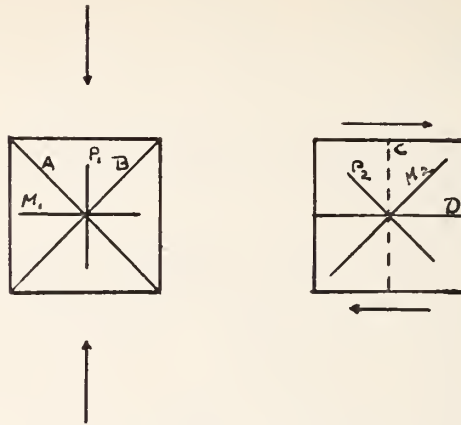


Fig. 3. ábra. $P_1 P_2 =$ a legnagyobb megrövidítés iránya; $M_1 M_2 =$ a legnagyobb meghosszabbodás iránya; $AB CD =$ Mohr-féle síkok.

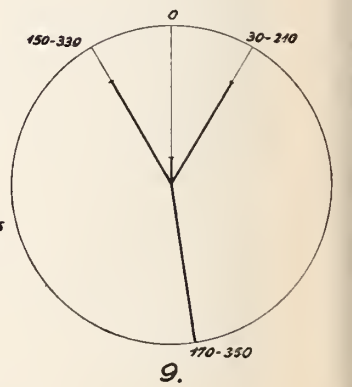
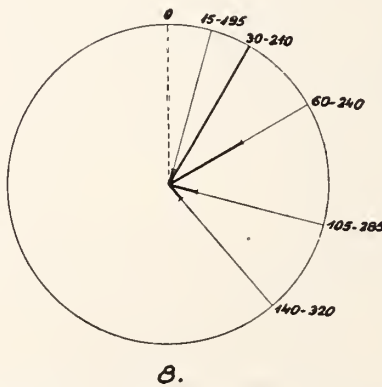
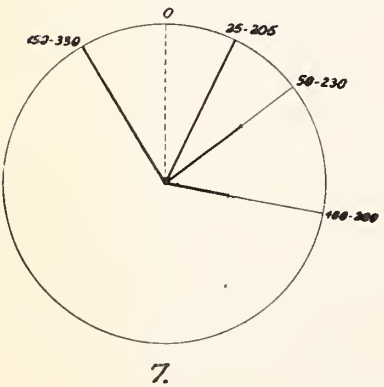
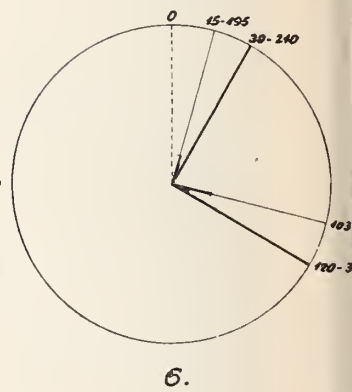
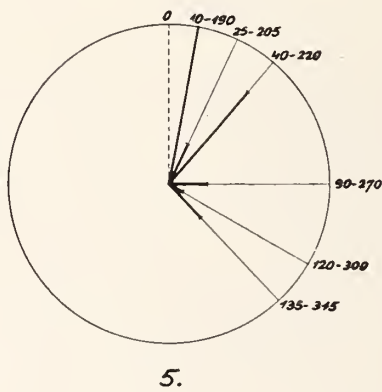
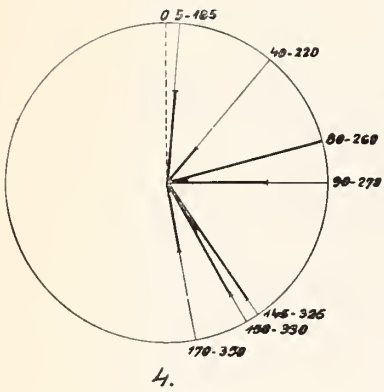
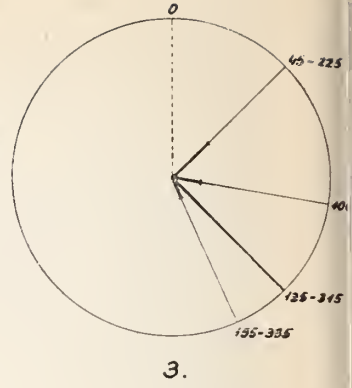
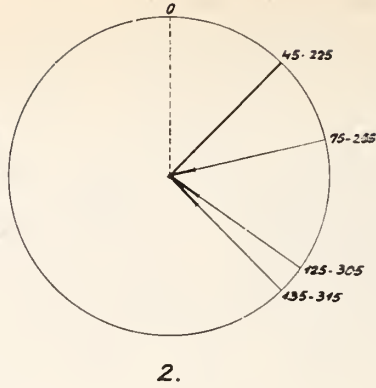
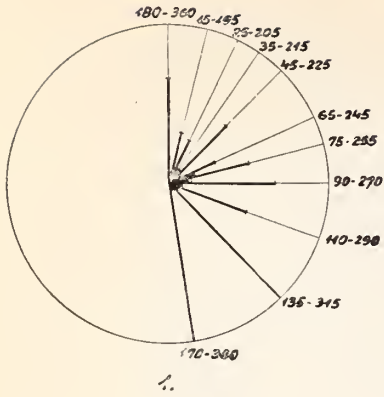
A mechanikai technológia tanítása szerint izotróp, vagyis egyenletes szerkezetű anyagok deformálódása úgy megy végbe, hogy bizonyos irányokban a testek csak összelapulnak vagy megnyúlnak. Vagyis ezekben az irányokban a tömegpontok valamely nyugvóponthoz képest csak *távolságukat* változtatják, míg más irányokban a tömegpontok fordulnak is, vagyis irányukat is változtatják, a kérdéses nyugvóponthoz képest. Ezeket a kitüntetett irányokat a deformáció tengelyeinek nevezzük. Amennyiben gömb alakú testet deformálunk, ebből a deformáció hatása alatt ellipszoid keletkezik. Ennek az ellipszoidnak egyik főtengelye adja a test legnagyobb megnyúlását, egy erre merőleges tengely a legnagyobb összenyomódás irányát, míg a harmadik tengely egy közbenső érték. Két tengelyen keresztül fektetett sík az ellipszoidnak mindig szimmetria-síkja. Ebből következik, hogy valamely deformált testben mindig legalább két egyenértékű irány van. Ez magyarázza meg, hogy miért lépnek fel a repedések párosával. Ugyanazon nyomás alatt ugyanis mind a két egyenértékű iránynak ki kell fejlődnie. Az ellipszoidnak a szimmetriasíkok közé eső részein a deformáció elmozdulás hosszúság- és irányváltozással jár. Ezt az elmozdulást két komponensre bonthatjuk, egy érintőirányú vagy tangenciális komponensre, mely irányváltozást okoz, és egy radiális komponensre, mely hosszváltozást eredményez. Matematikailag kimutatható, hogy a tangenciális komponens legnagyobb értékét a legnagyobb és legkisebb elmozdulás szögfelezőjében éri el. Másfelől kimutatható az is, hogy a deformált test síkjai közül ebben a síkban van a legnagyobb tangenciális feszültség. Ez magyarázza meg, hogy miért keletkeznek diagonális repedési vonalak nyomóerő hatására. A közelebb levő litoklázisok jórészt ilyen diagonális, úgynevezett *Mohr-féle* (109) vonalak, illetve síkok. Ezen síkok mentén történik a nyomó feszültség feloldódása diagonális eltolódások útján. A deformáció azonban erők következménye és a deformáció ellipszoidhoz egy ha-

sonló szerkezetű *feszültségi* ellipszoid is tartozik, melynek főtengelyei a legnagyobb nyomás, a legkisebb nyomás és egy közbülső érték. A diagonális irányok itt a legnagyobb érintő irányú feszültség (Seher-spannung, shearing stress) irányai. Ezek, amint feljebb láttuk, egybe esnek a *Mohr*-féle síkokkal. A két tengelykereszt egymáshoz képest fordított viszonyban van. Vagyis a legnagyobb nyomás a legkisebb megnyúlással esik egybe és fordítva. A fent kifejtettekből következik, hogy a *Mohr*-féle síkok a legnagyobb és legkisebb működő feszültségnek szögfelezőjében is fekszenek. Így tehát a természetben adott *Mohr*-féle síkokból a feszültségek irányait a szögfelező megszerkesztésével kaphatjuk meg. Laboratóriumi tapasztalatok szerint a *Mohr*-féle síkok szögei a legtöbb anyagnál többé-kevésbé megközelítik az elmélet által megkövetelt 90 fokos értéket. Azonban rideg anyagok és plasztikus anyagok a belső súrlódás igen eltérő értékei miatt más szögértékeket adnak: így a merev anyagoknál (például márvány) ez a szög körülbelül 50–60 fok, míg agyagnál például általában tompa szög.

Fontos megemlíteni, hogy az egyenértékű irányok közül az egyik rendszer gyakran gyengébben fejlődik ki, vagy meg sem jelenik (140). Ennek oka lehet például, hogy az illető tömeg az egyik irányban nem mozdulhat el olyan szabadon mint a másikban.

Ez a deformáció nem jár a nyomásnak alávetett tömeg elfordulásával, a deformációs ellipszoid főtengelyei eredeti helyzetükben maradnak. Lehetséges azonban az is, hogy valamely anyag a deformációs erők hatása alatt forgó mozgást is végez. Ennek legegyszerűbb esete az ú. n. nyírás (Seherung). Ebben az esetben két ellentétes irányban hat erő működik, melyek támadáspontja nem esik ugyanazon egyenesbe. Ezért ennek a két erőnek, mint erópárnak, forgató nyomatéka lesz. Ezen forgató nyomaték hatása következtében a deformációs ellipszoid tengelyei diagonális helyzetbe fordulnak. Ez azt jelenti, hogy a legnagyobb megrövidülés és a legnagyobb meghosszabbodás iránya 45 fokot zár be az erők irányaival. A *Mohr*-féle síkok ez esetben is eme tengelyek szögfelezőibe esnek, vagyis az erőiránnyal párhuzamosak, illetve rá merőlegesek. A deformációk eme két főtípusának kombinációi adják az összetettebb deformációkat, melyekkel azonban itt nem foglalkozunk.

A diaklázisok statisztikai felmérése lehetővé teszi az uralkodó törési irányok megállapítását. A feljebb kifejtett elvek alkalmazásával az uralkodó hegyképző erőkre következtethetünk. A módszer lényege (l. 42., 133.): megállapítani az egymással párhuzamos lithoklázisok számát. Ehhez az összes rendelkezésre álló feltárások bemérése szükséges. Hogy az eredményeket könnyebben át lehessen tekinteni, ezeket diagrammok formájában szokás ábrázolni. Az általam alkalmazott ábrázolás *Schmidt Eligius* javaslata nyomán készült. Lényege, hogy egy körön belül felvisszük a diaklázisok esapásirányait. Ezekre aztán a diaklázisok számával arányosan különböző darabokat mérünk rá. A diagrammokat feltárásonként dolgoztam ki és a legnagyobb diaklázis számot a kör sugarával tettem egyenlővé. Ezek szerint a többi értékek a kör sugarára, mint egységre vonatkoznak.



Diaklázis statisztikai diagrammok.

1. Pátyi uti murvabánya.- 2. Fekete hegyek DK. oldal.- 3. Eocén. Kőfejtő örházzal szemben, Páty DK.
 4. Eocén. 287,3 mag. pont ÉK. oldalán levő kőfejtőögdrök.- 5. F. Oligocén. Hosszuhajtáshegyi kőszórüköbánya.- 6. F. Oligocén. Budakeszi határi vendéglővel szemben.- 7. Mézészhegyi szarmata kőfejtő.
 8. Kecskés János agyagödör, Páty D. - 9. Pannon. Kecskés Sándor agyagbánya, Páty D.

Méréseimet lelőhelyek és képződmények szerint rendeztem. Ennek az volt a célja, hogy így koronként hasonlíthassuk össze az egyes diaklázis csoportokat. Lehetséges nyanyis ennek alapján a hegymozgások korára is következtetni. A legidősebb képződmény minden olyan erőhatás nyomát fogja hordani, mely a területet érte. Így, ha egy repedésrendszer az egyik képződményben megvan, de a másikban nem, úgy biztos, hogy keletkezése időben a két képződmény közé esik.

A lithoklázis rendszerek főirányait vizsgálva feltűnik, hogy négy csoportba foglalhatjuk össze őket: É—D, Ny—K, ÉK—DNy, ÉNy—DK. Ez a négy rendszer különösen szépen látszik a pátyi murvabánya és az eocén feltárások statisztikáiban. Afeljebb kifejtett mechanikai elvek alapján a 45—225 és 135—315 irányok körül

A TERÜLET LITOKLÁZISAINAK IRÁNYAI, KÉPZŐDMÉNYEK ÉS LELŐHELYEK SZERINT RENDEZVE.

I. Triász.

1. Pátyi út murvabánya.

Csapásirányok	Litoklázisok száma
15—195	40
25—205	35
35—215	13
45—225	65
65—242	36
75—253	60
92—170	85
115—290	60
135—315	121
170—350	120
180—360	80

2. Fekete hegyek 343 m. p.

90—270	14
170—350	12

3. Kisárok-völgy feje. (Fekete hegyek Dk.) Uralkodó irányok

Csapásirányok	Litoklázisok száma
45—225	
135—315	

4. Pátyi Kis Kopasz teteje.

135 315	7
45—225	7

5. Dolomit-murva gödör. (Fekete hegyek Dk.)

45—225	25
75—255	4
125—305	5
135—315	6

II. Eocén.

1. A 287.3 m. p. Ék. oldalán a szántóföld szélén levő feltárás.

55—235	1
92—170	15
155—335	18
165—345	15

2. 287:3 m. p. Ék. oldalán levő
kőfejtő gödrök.

Csapásirányok	Litoklázisok száma
5—185	10
40—220	5
75—255	15
80—260	18
90—270	10
145—325	12
150—330	15
170—350	8

3. Őrházzal szemben levő kőfejtő.

Csapásirányok	Litoklázisok száma
5—185	2
20—200	5
45—225	19
67—247	1
100—280	9
135—315	60
155—335	7

III. Oligocén.

1. Hosszuhajtás hegy.
(Köszörükőbánya.)

10—190	34
25—205	10
40—220	25
90—270	8
120—300	3
135—315	3

Budakeszi határa.
(A vendéglővel szemben.)
Pátyi út eleje.

15—195	9
30—210	52
103—283	13
155—335	2
120—300	51

2. 344-es magaslat Ny. oldala.

75—255	10
90—270	3
100—280	2
120—300	3
165—355	10—14

5. Hosszuárok-völgy.

30—210	6
155—335	3
160—340	18

255-ös m. p.

30—210	11
60—240	54
75—255	26
120—300	9

IV. Szarmata.

1. Teleki úti szarmata feltárás.

17—197	7
25—205	1
115—295	9

2. Mézeshegyi kőbánya.

25—205	25
50—230	15
100—280	10
150—330	25

3. Mézesvölgyi kőfejtő.

Csapásirányok	Litoklázisok száma
75—255	1
145—325	8

4. A Mézesvölgy szarmata rögének déli része.

Csapásirányok	Litoklázisok száma
13—195	5
25—205	1
158—338	8
40—220	1
123—303	2

V. Alsó pannoniai-pontusi rétegek.

1. Kecskés János téglagyár. (Páty D.)

15—195	5
30—210	48
60—240	24
105—285	8
130—310	1
140—320	3

2. Kecskés Sándor téglagyára.

30—210	12
150—330	12
170—350	16
180—360	4

csoportosuló törésrendszereket, amelyek a triászban és eocénben valamint egy oligocén előfordulásban (Hosszúhegyi feltárás) lépnek fel, egy észak-déli irányú nyomás Mohr-féle vonalainak tekinthetjük. Ezzel Földvári megállapítását támasztjuk alá. A triászban és eocénben megállapítható, hogy a 135—315 irány erősebben fejlett. Ebből következik, hogy ebben az irányban a kitérés lehetősége nagyobb volt mint a másikban. Ezt azzal indokolhatjuk, hogy ezekben a képződményekben a hegnyomás akkor lépett fel, mikor ezek nem voltak minden oldalról fiatalabb képződmények közé ágyazva. Területünk triász és eocén képződményei tehát a harmadkor elején más helyzetben voltak, mint jelenleg és későbbi leszakadások és vetődések útján kerültek jelenlegi helyzetükbe. Az oligocén feltárások vizsgálata azt mutatja, hogy ezeket is érte észak-déli irányú nyomás a terület nyugati részen, amely azonban a terület keleti részén DNy-i irányú erő gyanánt hat, (lásd oligocén táblázatok és diagrammok.) Ezt azzal magyarázhatjuk, hogy hegyesoportunk dél felé elkeskenyedek, és így a D—É-i irányú nyomásnak csak egy Dny-i komponense érvényesülhetett a terület keleti részén. Igen nagy szerepet játszik területünk képződményeiben az É—D, Ny—K-i irányú törésrendszer is, mely különösen a triászban és eocénben jelenik meg szépen. Azonban fiatalabb képződményeink is mutatják nyomait, valamint a területünkről DNy-ra fekvő Biai plató szarmatájában is igen nagy szerepet játszik (Földvári). Ezeket a vonalakat, minthogy a területünkön már kimutatott Éd-i erő irányában és arra merőlegesen haladnak, kezdetben u. n. *Cloos-féle vonaloknak* tekintetem. Ezek olyan törések, melyek nyomás hatására keletkeznek. Azonban ezeknek száma minoritásban van a Mohr féle vonalakkal szemben, míg a

mérési statisztika adatai szerint ezek domináló szerepet töltenek be területünk triászában és eocénjében. Így más magyarázathoz kell folyamodnunk. Ez az utóbbi rendszer magyarázható ugyanis egy ÉD-i irányú erőpár által előidézett forgó mozgással.*Egy ilyen erőpárnak a fentiek szerint É—D, NY—K-i töréseket kellene létrehoznia. Szükségszerű továbbá, hogy az É—D-i nyomás régebbi legyen mint ez a nyíró erőhatás. Ugyanis ha a nyíró mozgás ment volna előbb végbe, akkor az É—D-i nyomásnak repedésekbe kellett volna beletolnia, ami pedig nem hozott volna létre újabb repedéseket. Ebből következik, hogy az É—D-i nyomás régebbi volt, mint a forgó mozgás. Willis (165) megjegyzi, hogy ilyen forgó mozgások akkor jönnek létre a földkéregben, ha valamely réteggomplexum alatt fekvő kéregrészek vízszintes elmozdulásban vannak. Ebből következik, hogy területünkön a triász alaphegység alatt egy más fizikai tulajdonságú alapzatnak kell lennie, amely D—É-i irányú vízszintes mozgást végzett. A környezet geológiai viszonyai alapján a kristályos alaphegységben kereshetjük ezt a vízszintes mozgást végző mélyebb kéregrészt. Ezzel pedig sikerült kimutatnunk területünkön azt a nagy regionalis mozgást, amelyet több geológus tételezett fel az európai hegyképződés magyarázatánál. Tekintettel arra, hogy ilyen mozgások a szarmatát is érték, ennek a korát a pannonba tehetjük az u. n. attikai hegyképző fázisba. Itt kapcsolódnak vizsgálataink Szentésnek a Nagy Kevély hegyesoportjában végzett tanulmányaihoz, aki az ottani vízszintes mozgások tanulmányozása alapján szintén sejtette egy ilyen rotációnak lehetőségét és ennek korát a mi vizsgálatainkkal egyértelműleg az attikai fázisba tette.

Mint hogy a pannonnak pleisztocén fedőjében e mozgásoknak nincs nyoma, bizonyos, hogy e mozgásoknak legkésőbb a pliocénben kellett lejátszódnia. Mindez azonban nem jelenti azt, hogy a már régebben kialakult törések mentén ezek a mozgások nem ismétlődhetek volna meg többször. Erre a lehetőségre utalnak az eocén és triász rögök nagyobb mozgási lehetőségei az ÉNY—DK-i irányban, amit úgy is lehet magyarázni, hogy akkor az oligocén homokkövek még nem rakódtak le a környéken, ahol ezek a képződmények be vannak ágyazva. Akkor viszont ezeknek az erő hatásoknak fellépése az oligocénban, szarmatában és a panoniai-pontusi rétegekben csak a tektonikai nyomások ismétlődésével magyarázható. Ennek tekintetbevételével azt mondhatjuk, hogy utolsó hegyképző mozgások melyek területünket érték, az alsó pannon után játszódtak itt le, ami azonban csak az utolsó tapasztalatilag elérhető tektonikai változás

Ezt látszik bizonyítani területünk geológiai története is, melyet a képződmények fáciéseinek változásaiból olvashatunk ki:

* A folyamat szimmetriájából következik, hogy a fenti litoklázis rendszereket egy nyugat-keleti irányú erőpár is létrehozhatta. Ez összhangban áll Jaskó S. (86) Etyek-vidéki vizsgálataival.

a triász időszakban területünkön tenger volt, mely azonban visszahúzódott és csak az eoecén végével jelenik meg megint. Az eoecén mészkő — mint azt feljebb láttuk — parti faciesű volt. Utána szárazföldi periodus következett, mely az oligoeécén homokköveket hozta létre. Majd újból transzgresszió áll be, amely a parti faciesű durvamészkő, és a medenee faciesű homokok és agyagok lerakódására vezetett. Ez a tenger a pannonban kiédesedett, majd szárazföldi periódusnak adta át helyét. Mindez azt bizonyítja, hogy területünk többször egymás után ismételt súlyedéseknek és emelkedéseknek volt kitéve, ami csak alátámasztja az ismételt hegyképződési folyamatok feltevését.

Ez a feltevés egyébként a legszebb összhangban áll S z e n t e s és v a n A m e r o m fentebb kifejtett nézeteivel, akik hegységünkben szintén hosszú ideig élő törésekről beszélnek.

Összefoglalóan tehát megállapíthatjuk, hogy területünkön kompresszió és rotáció okozta a lithoklázis rendszerek kifejlődését. Láttuk, hogy a kompresszióknak meg kellett előznie hegységünk elfordulását. Ez azt jelenti, hogy tektonikai folyamatok először nyilvánultak meg itt a földkéreg magasabb szintjeiben és később a mélyben fekvő alaphegységben. Megállapíthatjuk, hogy az utolsó hegyképző mozgások melyeket időben rögzíteni lehetett, az alsó pannon utáni időre esnek. Ez lehetett a rotáció ideje. Ezzel szemben a nyomó hatás főidejét a triászi és eoecén litoklázisok alapján az oligoeécénba tehetnők. Azonban ez a hatás még később is ismétlődött.

Meg kell emlékezni azokról a ferde lithoklázisokról is, melyek a tektonikai nyomás által kiköszentett rögök berogyásakor keletkeztek. Ezek a 40—60 fok dőlésű, változó irányú síkok, melyek pl. pátyi mrvabánya dolomitjában K-re, a Fekete hegyekben Ny-ra és É-ra, a 255 mag. homokkőbányájában délnek tartanak. Ezek a dőlésirányok azokat a lokális kitérési lehetőségeket jelzik, amerre a rögök lecsúszhattak. Hasonló síkokat ír le V a d á s z a Csővár-nézsai hegyesoport tektonikájában (160.).

Ö s l é n y t a n i f ü g g e l é k.

Eoecén.

Echinodiscus (Loganum) Balestrai Oppenheim.

Oppenheim: Priabonasehichten etc. Paleontographia, Bd. 47., p. 91, Tafel 19, Figur 4—4b; Tafel 10, Figur 6—6b.

A forma igen lapos, hossza kifejlett példányoknál kb. 15—20 mm. Kerülete nagyjából kör alakú. Vastagsága 4—5 mm. A szirmok petaloidok, végükön zártak.

Ezt a formát eddig csak Északolaszországban ismerték. Ez az első külföldi előfordulása. A forma elég gyakori a márgás kifejlődésű priabonai-korú nummulinás orthophragminás mészben, a pátyi főkút körül. (Páty Dk.)

Szarmata.

Tapes gregaria Partsch var. *vitaliana* d'Orbigny

Hörnes: Tertiärstudien. Jahrbuch der K. u. K. Geol. R. A. Bd. 24. P. 41. Tafel2, Fig. 13.

A formák hossza 15—18 mm az átlagos példányoknál kb. 12 mm szélességgel. Erős alakbeli és nagyságbeli variációt tapasztalhatunk. Igen nagy tömegben található a Pátyi Mézeshegy szarmata kőfejtőjének felső szintjében. Többnyire kőmagok találhatók belőle. A héj szerkezetéről a kagylónak lenyomatai adnak felvilágosítást. Ennek alapján látható, hogy a héjon koncentrikus növedék vonalak voltak.

R. Hörnes ezt a formát a kisinevi közép-szarmatából ismereti. Ez a forma erősen különbözik a *Trapes gregariától* a maga megnyúlt alakjával.

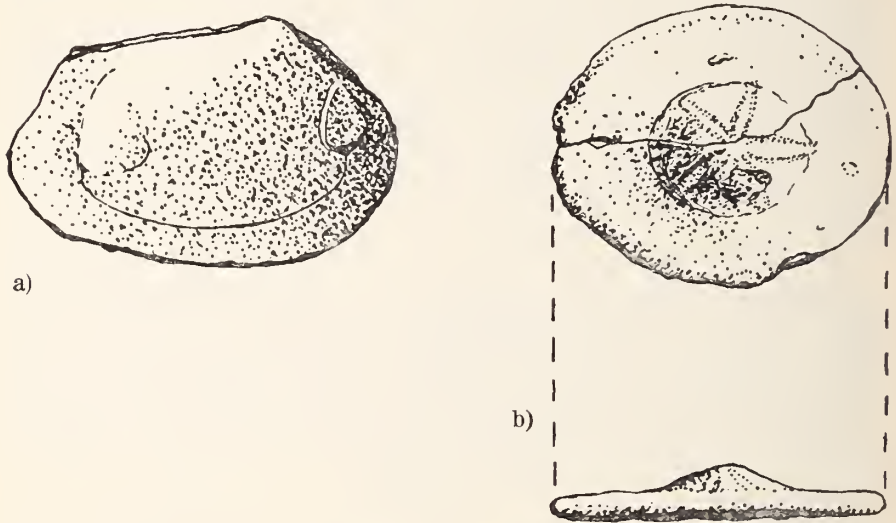


Fig. 4. ábra. a) = *Tapes vitaliana* d'Orb., K.-szarmata (?) (Mézes-hegy, Kőfejtő). — b) = *Echynodiscus* (Laganum) Balestrai Oppenheim nummulinás-orthophragminás mészkő (Páty—Főkút).

*

The area in question is of a cover of 35 square kilometres, and is formed by Triassic Dolomites in the North of Ladinian age. Some little occurrences are to be found southward, but the lot of them sunk down following fault dislocations.

The Eocene period is represented by clays of different colour found in borings, and by a little „Horst“ of quadratic shape formed by Nummulitic Limestone of Priabonian age. Its age was stated by the stratigraphical examination of its fauna. The lot of the fossil

material I had got by favour of the Paleontological Department of the Hungarian National Museum. Concerning particulars I refer to the fauna-list published in my treatise. An interesting feature of this fauna is its richness in corals and echinides. From the latter the occurrence of *Echinodiscus* (*Laganum*) *Balestrai* Opp. — a typical fossil of Priabona — might be worth mentioning. This is — in my best knowledge — its first occurrence mentioned beside Italy.

Oligocene sandstones play a great role on the surface of the East of our area. The lot of them is of Upper Oligocene age.

The *Miocene* age is represented by conglomerates — known as of Mediterranean age in many other parts of the Hungarian Middle Mountains and by the limestone and sandstone of Sarmatian age. An interesting feature of the Sarmatian basin of our territory is the occurrence of bryozoic limestone of probably Middle Sarmatian age at the quarry of the Mézeshegy near Páty. I found here *Tapes vitaliana* D'Orb., *Maetra vitaliana* var. *fabreana* D'Orb., and the colonies of the Bryozoa *Eschara* cf. *compressa* Eichw.

The Bryozoa characterise in general higher levels of the Sarmatian Beds. On basis of the researches of I. Meznerics at Tinnye, and the description of Hantken about the Bryozoa occurrence at Perbál, we are entitled to suppose the existence of Middle Sarmatian layers in this region. N. Andrussov and S. Gillet supposed already the existence of these layers in the Panonian Basin. This occurrence is a new proof of their existence there besides the discovery of *Nubecularia novorossica* Karr. et Sinz. by Z. Sehréter at the boring-hole of Balatonföldvár.

The *Pliocene* deposits are formed by clays of Under Pliocene age with the fauna of the marls of Beocin in Jugoslavia. Our determination of the stratigraphical position of this clays was supported by the occurrence of *Bunolophodon longirostre* Kaupp. in the clay of Páty. This Proboscidean was living in the Under Pliocene period after G. Schlesinger. Beside this there occur sands free of fossils and coloured clays from this period.

Pleistocene deposits are formed here by clays, loess and sand.

Concerning *tectonics* this region is a periferic fault-zone of the mountains of Buda. (A. Földváry, 1934.)

On basis of microtectonic researches we found a former phase of repeated compression of the S-N direction and a later phase of shear of the same direction of Pliocene age. The pure rotational stress was in connection with a horizontal movement of the underlying crystalline rocks of the direction of S—N (on basis of B. Willis [165.]).

IRODALOM — BIBLIOGRAPHY.

1. Amerom H. C. N. A Csiki-hegyek mikrotektonikája. Dissz. 1931.
2. Archiaë: Description des fossiles recueillis par M. Thorent. — Mémoires de la Soc. Géol. Franc. II.

3. Arhiae et Haime: Description des coquilles fossiles de l'Inde. 1853.
depression de la Morava inférieure. — Vestnik Stat. Geol.
4. D. Andrussov: Critique de la subdivision du Neogene de la Ustavu. VIII. 1932.
5. N. Andrussov: Die südrussischen Neogenablagerungen. — Verb. der russ. Kais. Min. Ges. 1899.
6. Bayan: Sur les terrains tertiaires de la Venetie. — Bull. de la Soc. Geol. de la France. XXVIII. vol.
7. Becke: Struktur und Klüftung. — Fortsch. der Min. 1924.
8. Becker: C. F. Finite homogenous strain, flow and rupture of rocks. — Bull. Geol. Soc. of Am. 1893.
9. gr. Bethlen Gábor: A bilar-szilágyi Réz hegység északi peremének földtani és őslénytani viszonyai. — Dissz. 1933.
10. A. Bittner: Über den Character der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. — Jahrb. der K. u. K. Geol. R. A. 1883.
11. A. Bittner: Beiträge zur Kenntnis der alttertiären Echinidenfauna der Südalpen. I—II. — Beitr. zur Geol. und Pal. der Öst. Ung. Mon.
12. A. Bittner: Die Echiniden des Vicentin. — Beitr. zur Pal. Öst. Ungarns.
13. Blanckenhorn: Das Eocän in Syrien. — Jahrb. d. d. g. Ges. Bd. 42.
14. Böckh: Geológia. 1903.
15. Boussac J.: Le terrain nummulitique des Alps meridionales. — Bull. de la Soc. Geol. de la France. 4 serie. t. VI. 1908.
16. Boussac J.: Eocène moyen et eocène superieur. — Bull. de la Soc. Geol. de la France. 4 serie. t. VII. 1909.
17. Boussac J. Étude stratigraphique et paleontologique sur le Nummulitique de Biarritz. — Ann. srta. de lab. de géol. de Univ. de Paris. 1911.
18. Boussac J.: Note sur la succession des faunes numm. à Biarritz. — Bull. de la Soc. Géol. de la France. 4 serie, t. VIII. 1908.
19. Brusina: Materiaux pour la faune malacologique neogène de la Dalmatie etc.
20. Brusina: Iconographia molluscorum fossilium etc. 1902.
21. Bucher: The mechanical Interpretation of Joints. — The Journ. of Geol. Vol. XXVIII. 1920 and Vol. XXIX. 1921.
22. Carez: Étude des terrains erét. et tert. du Nord de l'Espagne. 1881.
23. Chaput et Gillet: Les faunes des mollusques des terrains a Hipp. gracile Küçük Cekmedee près Istamboul. — Bull. de la Soc. Géol. de la France. 5 serie 1939.
24. H. Cloos: Der Mechanismus tiefvulkanischer Erscheinungen. — Sammlung Vieweg. 1921
25. H. Cloos: Experimente zur inneren Tektonik. — Zentralbl. für. Min. 1928
26. H. Cloos: Einführung in die Geologie. 1936.

27. C o s s m a n n: Catalogue des coquilles fossiles le l'éocène des environs de Paris. 1886.
28. C o s s m a n n-P i s a r r o: Iconographie compléte des coquilles fossiles de l'éocène des environs de Paris. 1886.
29. C o t t e a u: Échinides des terrains de Saint-Palais. — Ann. d. Sc. Géol. Vol. XVI. 1884.
30. C o t t e a u: Échinides cocéens. — Pal. Fr. 1885—89.
31. C o t t e a u: Échinides du terrain éocène de la province Alicante. — Mém. de la Soc. Géol. de la France 3 série, t. V. 1890—91.
32. C o t t e a u: Échinides fossiles des Pyrénées. Cong. Sc. d. France., Sess. d. Bordeaux. Paris. 1863.
33. C o t t e a u-P e r o n-G a u t h i e r: Échinides fossiles de Algérie. — Fasc. 9—10. 1885.
34. D a i n e l l i: L'éocène Friuliano. Monogr. geol. e pal. 1915.
35. D a m e s: Die Echiniden der vicentinischen und veronischen Ablagerungen. — Paleontographica. Bd. 25.
36. D a u b r é e-G u r l t t: Synth. Studien zur Experimentalgeologie.
37. D a w i d a s c h w i l i: Fossils of the Sarmatian Beds. — Trans. of the State Petr. Research Inst. U. S. S. R. 1932.
38. D e s h a y e s: Description des coquilles fossiles des environs de Paris. 1824—1832.
39. D e s h a y e s: Description des animaux sans vertébrés découverts dans le bassin de Paris. 1860—66.
40. D o u v i l l e: Sur les terrains nummulitiques á Biarritz et dans les Alps. — Bull. de la Soc. Géol. de la France. 4e série, t. III. 1903.
41. E i c h w a l d: Lethaea Rossica.
42. E n g s t l e r: Gesteinsspalten, Tektonik und hydr. Netz in den östlichen Vogesen. — Verh. des Naturwiss.-Mediz. Vereines zu Heidelberg. Neue Folge. Bd. 12.
43. F a b i a n i: Stud. geol.-pal. dei Colli Berici. — Atti di R. Inst. Ven. de Sc. Lett. e Arti. Fasc. 44. 1905.
44. F e k e t e Z.: Adatok a hárshegyi homokkő geológiájához. Földt. Közl. 1935.
45. F e r e n c z i: A timye-vidéki harmadkori medence. — Felvételi jelentés 1919—20-ból. Földtani Intézet Évi Jelentései. 1920—23.
46. F e r e n c z i: A Buda-kovácsi hegység földtani viszonyai Földt. Közl. 1925.
47. F ö l d v á r i: Pannónkori mozgások a Budai-hegységben. Földt. Közl. 1931.
48. F ö l d v á r i: Tektonikai megfigyelések a Budai-hegység Nyugati peremén. Földt. Közl. 1934.
49. F ö l d v á r i: Hidrológiai megfigyelések a Budai-hegység nyugati peremén. Hidr. Közl. 1935.
50. F r i e d b e r g: Mollusca miocaenica Poloniae.
51. C. F r i e d e l: Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. — Petroleum. 1927.
52. F u e h s: Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 20. 1870.
53. F u e h s-K a r r e r: Geol. Studien in den Tertiärbildungen des

- Wiener Beckens. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 20: 1870:
54. F u e h s : Beiträg zur Kenntniss der Mollusken des vicentinischen Tertiärs. — Denkschr. d. math.-nat. Cl. d. Ak. in Wien. Bd. 39. 1870.
 55. F u e h s : Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 23. 1873.
 56. F u e h s : Über die Natur der Sarmatischen Stufe und deren Analogia etc. — Sitzber. d. K. Ak. der. Wiss. Math.-nat. Cl. II. 1877.
 57. G a á l I.: A hunyadmegyei Rákosd szarmatakori esiga-faunája. — Földt. Int. Évk. XVIII. kötet. 1910.
 58. G a á l I.: Az erdélyi medence neogén képződményeinek rétegtani és hegyszerkezeti viszonyai. Koch emlékkönyv. 1912.
 59. G a á l I.: Az egiékkal azonos, harmadkorú esiga-fauna stb. Ann. Mus. Nat. Hung. 1938.
 60. G a á l I.: Mi a pannon és mi a pontus? Bány. és Koh. lapok. 1938.
 61. S. G i l l e t : Essay sur la synchronisme du Mioéne supérieur et du Pliocéne dans l'Europe centrale et orientale. — Bull. de la Soc. Géol. de la France. III. 1933.
 62. S. G i l l e t : Les Limnoeardiides de quelques gisements du Sarmatien Roumain. — Ann. Inst. Geol. al. Rom. Vol. XIX.
 63. G o e e v : Revision und Ergänzung der altertiären Fauna von Haskovo. Zeitschrift der bulg. Ges. II. 1930.
 64. D e G r e g o r i o : Description des faunes tertiaires de la Venetie. Ann. de Geol. et Pal. 21. livre. Turin-Palermo. 1896.
 65. G ü m b e l : Beitr. zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eozän-schichten. — Abh. der k. bay. Ak. der Wiss. Cl. II. Bd. X.
 66. H a l a v á t s G y . : A hereghalmi artézi kút — Földt. Közl. XXI. kötet 1892.
 67. H a l a v á t s G y u l a : Térképmagyarázat a Budapest-Nagytétény 1:75.000 laphoz. 1903.
 68. H a l a v á t s G y . : A magyar pontusi emelet általános és őslénytani irodalma. 1904.
 69. H a l a v á t s G y . : A balatonvidéki pontusi rétegek faunája. — A Balaton tud. tanulmányozásának eredményei. IV. 1911.
 70. H a n t k e n M. : Die Umgebung von Timye bei Ofen. — Sitzungsber. d. math.-nat. Cl. d. k. Ak. der Wiss. 1859.
 71. H a n t k e n M. : Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. — Math. és Term. tud. Ért. I. 1861.
 72. H a n t k e n M. : Az újszöny-pesti Duna és az újszöny-fehérvár-budai vasút közti terület leírása. — Math. és Term. tud. Ért. III. köt. 1865.
 73. H a n t k e n M. : Új adatok a Buda-kovácsi hegység földtani viszonyainak ismeretéhez. Sep. Magy. Tud. A. III. osztályának kiadványai. 1884.
 74. D e l a H a r p e : Monographie der in Egypten und der lybischen Wüste vorkommenden Nummuliten. — Palaentographica. 30. 1883.

75. Hilber: Neue und wenig bekannte Conhylien aus dem ostgalizischen Miocän. — Abh. d. K. u. K. geol. R. A. 1874—82.
76. Hilber: Die sarmatischen Schichten um Waldhof 1879.
77. Hilber: Das Tertiärgebiet um Graz. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 53. 1903.
78. Hofmann K.: A Buda-kovácsi hegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évkönyv. 1871. I. kötet.
79. Hoskins: Flow and fracture of rocks, related to structure. — Ann. Rep. of. U. S. Geol. Survey 1896.
80. R. Hörnes: Die tertiären Mollusken des Wiener Beckens. — 1870.
81. R. Hörnes: Tertiär-Studien. I—V. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 24. 1874.
82. R. Hörnes: Tertiär-Studien VI. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 25. 1875.
83. R. Hörnes: Die prepontische Erosien. — Jahrbuch d. K. u. K. geol. R. A. — 1900.
84. R. Janoschek: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht. — Mitt. der Geol. Ges. Wien. 1931.
85. Jaskó S.: A pápai Bakony földtani leírása. — Dissz. 1935.
86. Jaskó S.: Adatok az alsút-etyeki dombvidék földtani ismertetéséhez. — Földt. Közl. XLIX. évf. 1939.
87. E. Jekelius: Die Parallellisierung der pliozänen Ablagerungen. — Ann. Inst. Geol. al Romaniei. 1935.
88. Karrer: Studien in den tertiären und jüngeren Schichten des Wiener Beckens. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. Bd. 49. 1899.
89. Koch A.: Erdély ótertiár echinidjei. — Magy. kir. Földt. Int. Évk. VII. köt.
90. Koch A.: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. — Magy. kir. Földt. Int. Évk. X. köt. 1892-94.
91. Kolesnikoff: Die Facies der sarmatischen Schichten der Tanaer Bucht. — Bull. Ac. Sc. USSR. 1934.
92. Kolesnikoff: Sarmatische Mollusken. — Pal. ler USSR. 1935.
- 92a. Kontek J.: Über den Fund von Nubecularien-kalken in der C.S.R. Přírvela. 29. No. 8. (1936.)
93. K. Krejci-Graf: Parallellisierung des südosteuropäischen Pliozäns. — Geol. Rundschau. Bd. 23. 1932.
94. Kutassy: Beiträge zur Strat. und Pal. der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. — Földt. Int. Évk. 1927.
95. Lamarek: Recueil des planches des coquilles fossiles des environs de Paris. — 1823.
96. Lambert—Thierry: Essai de nomenclature raisonnée des echinides. 1909-25.
- 96a. Laskarew: Über die sarm. Ablagerungen einiger Lokalitäten des Gouv. von Volhynien. — Mém. de soc. nat. de la Nouv. Roussie XXI. 1897.
97. Leith: Structural Geology. 1923.

98. Leymerie: Description geol. et pal. des Pyrenées de la Haute—Garonne. 1878-81.
99. Id. Lóczy Lajos: A Balaton környékének geomorfológiája. — Term. tud. Közl. 1913. — Pótfüzet.
100. Ifj. Lóczy Lajos: Magyarország hegyszerkezeti vázlata. Földt. Szemle I. 1923.
101. Loriai: Description des echinides tertiaires de la Suisse. Abh. d. Schweiz. pal. Ges. II-III. 1875.
102. Loriai: Eocène Echiniden aus Egypten u. d. Libyischen Wüste. Palaeontographica. XXX/2. 1883.
103. Lőrenthey: Die pannonische Fauna von Budapest. Palaeontographica Bd. 48.
104. Lőrenthey: Budapest pannon és levantei-korú rétegei és ezek faunája. Math. és Termittud. Ért. 1906.
105. Lőrenthey: Adatok a balatonmelléki pannoniai rétegek faunájához. A Balaton tud. tanulm. eredményei. IV. 1911.
106. Macarovic: Les Maetres sarmatiques. Ann. Sci. de l'Univ. Jassy, 21. vol. 1935.
107. Mead: Notes on the mechanics of geologic structures. Journ. of Geology. 1920.
108. Mezneries I.: Az Uny-Tinnye vidéki fiatal harmadkori üledékek föld- és éslénytani viszonyai. — A Földt. Szemle mell. 1930.
109. Mohr F.: Welche Umstände bedingen die Elastizitätsgrenze und den Bruch eines Materials? — Zeitschr. des Ver. d. Ing. 1900.
110. Id. Noszky J.: A Zagyvavölgy és környékének geológiai és fejlődéstörténeti vázlata. Ann. Mus. Nat. Hung. 1923.
111. Id. Noszky J.: A Magyar Középhegység miocén rétegei. Ann. Mus. Nat. Hung. 27. lib.
112. Oppenheim: Faunistische Mitteilungen aus dem Vicentiner Tertiär. — Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 42. — 1890.
113. Oppenheim: Die eozäne Fauna des Mte. Pulli bei Valdagno im Veronesischen. Palaeontographica. Bd. 43. 1896.
114. Oppenheim: Die Eozänfauna des Mte. Postale bei Bolca im Veronesischen. Palaeont. Bd. 43. 1896.
115. Oppenheim: Das Alterziär des Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona etc. — Zeitschr. d. d. geol. Ges. Bd. 48. — 1896.
116. Oppenheim: Die Priabonasehichten und ihre Fauna etc. Palaeont. Bd. 47. 1900-1901.
117. Oppenheim—Philipson: Über einige Alttertiäre Faunen der Öst.-Ung. Monarchie. Beitr. zur Pal. Öst.-Ung. 1901-1902.
118. Papp S.: A Magyar. Amerikai Olajipari R. T. földolaj és földgáz kutatásai a Dunántúlon. — Bány. és Kőh. Lapok. 1929.
119. Pávay E.: A budai márga ásatag tusköncei. — M. Kir. Földt. Int. Évk. III.
120. Pavlovic: Les Mollusques du Pontien inférieur des environs du Beograd. — Ann. Géol. de la Penins. Balcanique. Beograd 1928.

121. Penecke: Das Eozän des Krappfeldes in Kärnten. — Sitzber. d. Ak. d. Wiss. XC. 1884.
122. Poljak—Suklje: Pliocène de Glogovnica et d'Osijek en Croatie. — Vesnik geol. inst. kralj. Jugosl. III/2.
123. Rakovec: Über die Tertiärschichten bei Melvode. — Vesnik geol. inst. Beograd. 1937.
124. Redlich: Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. — Jahrbuch der K. u. K. Geol. R. A. 1905.
125. W. Riedel: Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. — Zentralbl. für Min. Abt. B. 1929.
126. Fr. Rinne: Beitrag zur Kenntnis der Umformung von Kalkspathkristallen etc. — Neues Jahrbuch etc. 1903.
127. Fr. Rinne: Vergleichende Untersuchungen über die Bestimmung der Druckfestigkeit in Metallen. — Neues Jahrbuch etc. 1907.
128. Fr. Rinne: Bemerkungen über künstliche Bruchsysteme. — Zentralblatt für Min. 1928.
129. Rozlozsnik P.: Studien über Nummuliten. — Geol. Huug. Ser. Pal. F. 2. 1929.
130. Rozlozsnik P.: Adatok a Buda-kovácsi hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez. — M. kir. Földt. Int. Évi jel. 1925-28-ról. 1935.
131. Rozlozsnik—Schréter—T. Roth: Az esztergomi barnaszén-terület bányaföldtani viszonyai. — Magy. kir. Földt. Int. kiadványai. 1922.
132. W. Salomon: Die Gesteinsklüftung und Klüftbarkeit. Der Steinbruch. 1911.
133. W. Salomon: Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen, etc. — Zeitschrift d. D. Geol. Ges. 1911.
134. Br. Sander: Gefügekunde der Gesteine. — 1930.
135. Sándor I. A Cserhát szarmáciai és pontus-pannoniai üledékei. — A Földt. Szemle mell. 1937.
136. A. Sava: Über eine Eozänfauna aus der Nordmoldawischen Flyschzone. — Verh. d. K. u. K. R. A. 1899.
137. Schafarzik F.: Geológiai térképmagyarázat. 1902.
138. Schafarzik F.: Völgyképződés a Budai-hegység déli részén. — Földt. Közl. 1926.
139. G. Schlesinger: Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. — Geol. Hung. II. 1. 1922.
140. Schmidt E. R.: A magyar közbülső tömeg töréses szerkezete. — Debreceni Szemle. 1931.
141. W. Schmidt: Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 1915.
142. W. Schmidt: Tektonik und Verformungslehre. 1932.
143. Schréter Z.: A magyarországi szarmata rétegek rétegtani helyzete. — Koeh emlékkönyv. 1912.
144. R. Schwinner: Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. — Zentralbl. für Min. Abt. B. 1922.

145. R. Schwiner: Der Begriff, Seherung in der Tektonik. — Zentralbl. für Min. Abt. B. 1928.
146. A. Sieberg: Die gesetzmässige Verteilung tektonischer Verformungszonen in einer Geosynklinale. — Zeitschr. für Geophysik. 1935.
147. Sokolow: Les couehes a Venus konkensis. — Trav. de eom. geol. 1899.
148. Soós L.: A magyar mollusea-fauna multja. — Horváth emlékkönyv. 1926. — Ann. Mus. Nat. Hung.
149. S. Stefanescu: Etudes sur les terrains tertiaires de a Roumanie. — Mém. de la Sec. Géol. de la France. 1896.
150. C. Stieler: Ein Betrag zum Kapitel „Klüfte“. — Zentralbl. für Min. Abt. B. 1922.
151. E. Suess: Untersuchungen über den Character der öst. Tertiärlagerungen. — Sitzungsber. d. Ak. Wiss. Bd. 54. 1863.
152. E. Suess: Über die Zerlegung der Gebirgsbildenden Kraft. — Mitt. d. Wiener Geol. Ges. 1913.
153. Szádeczky-Kardoss E.: Aesonkamagyarországi Kisalföld geológiája. — Bánya- és kohómérnöki osztály közl. 1938.
154. Szentes F.: A Nagykevény hegyszerkezete. — Földt. Közl. 1934.
155. K. Szóts E.: A móri Antal-hegy óharmadkori képződményei. — Földt. Szemle mell. 1938.
156. Taeger H.: A Vértes-hegység földtani viszonyai. — Magy. kir. Földt. Int. Évk. 1909.
157. Telegdi-Roth K.: Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli Középh. É-i részében. — Földt. Közl. 1924.
158. Tomor-Thirring J.: A Bakony dudar-oszlopi „Sűrű“ hegyesoportjának földtani és őslénytani viszonyai. — A Földt. Szemle mell. 1934.
159. Tufeseu: Observations geologiques sur les collines de Harlan (Moldavie.) Ann. se. du Univ. Jassy. Vol. 24. I. 1938.
160. Vadász E.: A dunabalszabparti idősebb rögök földtani és őslénytani viszonyai. — Magy. kir. Földt. Int. Évk. XVIII. kötet. 1910.
161. Vinassa de Regny: Synopsis dei Mollusehi tertiarri delle Alpi venete. — Pal. Ital. II. 1896.
162. Vitális I.: A soproni Virágvölgy fossilis Bagliviái és kortársai. — Math. és Term. tud. Ért. 56. kötet.
163. Vitális S.: Alsó-triász a bieskei medeneében. — Földt. Közl. 1939.
165. B. and W. Willis: Geologie structures. 1929.
166. A. Winkler—Hermaden: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg. — Jahrb. d. K. u. K. geol. R. A. 1913.
167. A. Winkler—Hermaden: Über die sarmatische und pontische Ablagerungen im SO. Teile des Steierischen Beckens. — Jahrb. d. geol. Bundesanstalt. 1927.
168. K. A. Zittel: Handbueh der Paleontologie. Bd. I.
169. K. A. Zittel: Die obere Nummulitenformation in Ungarn. — Sitzungsber. l. Math. Nat. Classe d. k. Ak. d. Wiss. XLVI. 1862.

VOLT-E AURIGNACIEN INTERSTADIÁLIS HAZÁNKBAN?

Irta: dr. Mottl Mária.

Magyarországon a quartárkutatás fiatal tudományág. A háború előtt nagy lendülettel megindult tevékenységet az 1914-ben kitört világháború, hazánk területi megcsönkítése, majd az azt követő nehéz pénzügyi helyzet erősen gúzsbakötötték. Mégis Kadie O., Hillebrand J., Éhik Gy., Kormos T., Gaál I. és Saád A. dr. fáradhatatlan kutatásai a magyar quartárkutatást újra felendítették, sőt ahhoz újabb szakcsoportok csatlakoztak. Hollendorfer F. dr. anthrakotómiai, ősnövényvizsgálatai a magyar jégkorszakkutatást botanikailag is szilárd alapokra fektették. Sajnos, Hollendorfert legaktívabb életéveinek idején érte utol a halál, így munkái, meghatározásai nagyrészt befejezetlenek maradtak. Pedig éppen abban az időben hazai szakkörökben az aurignacien és protosolutréen éghajlata körül élénk vita indult meg és egyesek oda nyilatkoztak, hogy ez a két kulturperiódus meleg, interglaciális időszakba való. Hollendorfer u. is az Istállóskői-barlang aurignacienjéből erdei fenyőt (*Pinus silvestris*), a Diósgyőri-barlang protosolutréen rétegéből erdei fenyőt, luc- és vörösfenyőt (*Pinus silvestris*, *Picea*, *Larix*) határozott meg, míg a Szelim-barlang protosolutréen üledékéből előkerült növénymaradványt feltételeesen barkóczaafának (*Sorbus torminalis*) állapította meg. Hollendorfer kutatásait most tökéletesített módszerrel és a legeredményesebben Sárkány S. folytatja, aki egyszersmind Hollendorfer hagyatékát is átvette. Sárkány S. a Szeleta-barlang protosolutréenkor magam gyűjtötte anyagából *Larix* v. *Picea* maradványait ismertette.¹ Mivel a Szelim-barlang protosolutréen rétegének flórája és faunája között bizonyos ellentmondásokat láttam,² megkértem Sárkány S.-t, hogy a szóbanforgó *Sorbus*-leletet vizsgálja felül.

Sárkány S. azután közölte is velem, hogy a Szelim-barlang lelete valóban nem *Sorbus torminalis*, hanem *Sorbus aucuparia* vagyis madárberkenye.

Igy alakulván a helyzet elhatároztam, hogy 1938 nyarán, rendes őslénytani ásatásaim során híres aurignacien-lelőhelyünkön, az Istállóskői-barlangban ásatások, hogy onnan faszeneket gyűjtsek

¹ Sárkány S.: Die Holzkohlenreste der Szeleta-Höhle. (Botanikai Közlemények, 35. k., 1938, Budapest).

² Mottl M.: Faunen, Floren und Kulturen des ungarischen Solutréen. (Quartär, Bd. I., 1938, Berlin).

be. Ez meg is történt. Az ásatások során rengeteg őszallati esont, több, nagyon szépen szilánkolt kőeszköz és jómegtartású faszéndarab került felszínre, amely utóbbiakat meghatározás végett Sárkány S.-nak adtam át.

Nagymagyarország területén eddig 6 aurignacien-lelőhelyet ismerünk: Istállóskői-, Peskő- és Pálffy-barlang, továbbá a Görömböly—Tapoleai sziklaüreg, valamint két nyílttéri település Ipolyság és Magyarbodza.

Az 550 m magasságban fekvő Istállóskői-barlang jégkorszaki kitöltése csak egyetlen kultúrszintet rejtett magában. Ennek az aurignacien kőiparnak az eszközei a vastag sárgásbarna agyagból elszórtabban, míg a sárgásbarna réteget megszakító keskeny vörösesbarna rétegből és az azt alul és felül határoló tüzhelyrétegekből tömegesen kerültek elő.

Az istállóskői kultúra nagyon szép penge-kézművesség, amelyben a nagy, durván megmunkált egyenes- vagy hajlotthatú pengéktől egyrészt a karesú, közép nagyságú, finom, meredek szilánkolású pengehegyekig, másrészt a széles-zömökebb, terminális legyezőszerű pattintással lekerekített vakarópengékig és mikrolitikus pengékig minden átmenetet megtalálunk. Már a Mussolini-barlang monográfiájában írt ősrégészeti tanulmányomban kiemeltem,³ hogy a Mussolini-barlang (Subalyuk) javamousterienjének karesú, köröskörül szilánkolt pengehegyei egészen olyanok, mint a mentonei Grotte des Enfants, Willendorf és az Istállóskői-barlang aurignacienkorú pengehegyei. Sok az istállóskői kézművességben a bevölgyelt penge (Klinge mit seitlichen Kerben, lames étrauglés) is. Ez a kivájás, hornyolás vagy féloldalakúan mélyül a penge bal- vagy jobboldalába vagy néha egészen kikanyarítja a pengehegy valamelyik, többnyire baloldalának alsó részét, úgy hogy tulajdonképpen hornyolt v. nyeleshegy (Kerbspitze, pointe à cran) lesz belőle, amelynek a nyele tehát éppúgy, mint a késősolutréenben másutt oly jellemző azonos eszközé, egyoldali kivájással kiformált, ellentétben az u. n. pointe à pedoncule-el (Stielspitze, nyílhegy), amelynek a nyelét kétoldali egyforma kivájással alakították ki. Feltűnő tehát, hogy amíg solutréen kőeszközeink között hornyolt-hegy nincs, addig az istállóskői aurignacienben van. Nagyon érdekes különben, hogy bevölgyelt pengét még a Szeleta-barlang javasolutréenjében is találunk. Az árvéső (Stichel, burin) az istállóskői eszközök között nagyon ritka, míg íves hegy (Bogenspitze) és magaskaparó (Kielkratzer, grattoir earené) egyetlenegy sínes közöttünk. Ezzel szemben Saád A. 1927-ben⁴ a barlang hátsó tüzhelyrétegében egy Gravette-típusú keskeny pengét talált. Feltűnő még az istállóskői kultúrában egy durván szilánkolt, nagy, széles

³ Mottl M.: A bükki mousterien európai vonatkozásban. (Geol. Hung. Ser. Paleont. 14. Budapest, 1938.).

⁴ Saád A.: Die Ergebnisse der Ausgrabungen in der Istállóskőer-Höhle im Jahre 1927. (Die Eiszeit, Bd. IV, 1927.).

pengeszerű eszköz, amelynek baloldali felső sarkából ferdén, széles, fűröszerű végződés indul ki és így a német szakirodalomban „Zinke”-nek jelölt eszköztípusnak felel meg, amely típus különben F. Z o t z⁵ szerint az oroszországi Kostienki-kultúrában is megvan. Említésreméltó még egy szabályszerű D-alakú vakaró is, amely alak különben a későmousterienre jellemző.

A esonteszközök közül egy elefántesontpálea-töredék, két farksbordából készült ismeretlen célt szolgáló eszköz, egy taránsíptöredék, simítóeszköz, primitív esonttű, bevölgyelt kiskevélyi fogpenge és egy, a németországi Bockstein koraurignacienjében is fellelhető esontártípus az érdekesebbek. Pointe d'aurignac à base fendue az Istállóskőről nem ismeretes.

A 745 m abs. m.-ban, az Istállóskői barlangtól nem messze fekvő 32 m hosszú Peskő-barlangban Hillebrand J.⁶, Éhik Gy.⁷ és Kadie O.⁸ ugyanesak aurignacien eszközökre bukkant. A peskői kézművességben szintén a pengék és pedig a közepes nagyságú, csak ritkán finoman szilánkolt karesú formák uralkodnak. Van néhány széles vakaró is, míg egyéb típusok hiányoznak.

Annál szebb a peskői esontipar: erősen használt elefántesontpáleaák, dárdahegyszerű eszközök, esontár, rovátkás simítók és bőrfejtők, taránsíp. Égészen hasonló esonteszközök a Jankovich-barlang (Esztergom-m.) korasolutréenjéből is ismeretesek, azonban már gyönyörű formájú és kidolgozású babérlevélhegyek társaságában.

A 157 m magasan nyíló Pálffy-barlang (Detrekőszentmiklós, Pozsony-m.) szürke barlangiagyag rétegében Hillebrand J. egy hasított végű esonthegyet (pointe d'aurignac à base fendue) és néhány pengét talált⁹. Utóbbiak közepesen megmunkáltak, van közöttük vakarópenge és finom apró penge is.

Néhány aurignacien jellegű penge a 200 m magasságban fekvő Görömböly—Tapoleai-sziklaüreg (Borsod-m.) sárgásbarna agyagából is előkerült.

Hogy a Vértes-hegységben 204 m magasan nyíló Csákvári-barlang kultúrületének ősrégészeti kora valóban aurignacien, — még nincs biztosan eldöntve.

Barlangi állomásainkon kívül két nyílttéri aurignacien településünk is van: Ipolyság és Magyarbodza.

⁵ L. F. Z o t z: Das Paläolithikum des unteren Waagtales. (Quartär, Bd. II. 1939.).

⁶ Hillebrand J.: A diluviális ősember újabb nyomai hazánkban. (Barlangkutatás, I. k., 1913.).

⁷ Éhik Gy.: Die pleistozäne Fauna der Peskő-Höhle im Kom. Borsod. (Barlangkutatás, II. k., 1914.).

⁸ Kadie O.: A Peskő-barlang eddigi ásátásainak eredményei. (Barlangvilág, V. k., 3—4. f., 1935.).

⁹ Hillebrand J.: Über eine neue Aurignacien-Lanzenspitze à base fendue aus dem ungarländischen Paläolithikum. (Eiszeit u. Urgeschichte, Bd. V., 1928, Leipzig.).

A nyugatmagyarországi Ipolyságról Majer I.¹⁰ 7 db pengét gyűjtött az andezitet fedő agyagból. A pengék tökeletlenebbül megmunkáltak, — a nagy, durván megmunkált, hajlotthátú formák azonban az Istállóskői-barlang nagyméretű pengéihez nagyon hasonlítanak. Vannak mikrolitikus pengék, egy Gravette-típusú penge és egy esonteszköz is.

A Teutsch¹¹ ásatta aurignacien-telep Brassótól 56 km-re a Cremene patak partján 730 m abs. m.-ban terül el. A szürke agyagban talált eszközök között az árvéső dominál (szegletes- és peremi véső, továbbá íves árvéső, Eck- und Kantestichel, Bogenstichel), de van sok vékony, hasított penge, kivájt penge és fúró is. Magaskaparó csak egy került elő, Gravette-típusú penge nincs, míg a vakarópengék lekerekítése még az ú. u. „Kaellierretusehe”-val történt.

Eddigi benyomásaim szerint a Herman Ottó-barlang (264 m, Borsod-m.) kultúrája is aurignacien, mivel kimondottan pengékézművesség, amelyben a nagy, durvábban megmunkált, széles, hajlotthátú alakok vannak túlsúlyban, akad azonban néhány fúró és kevésbé jelegzetes magaskaparó is. Érdekes két átfúrt szarvaszemfog. Több eszköz a Châtelperron-hegyekre emlékeztet.

Ha a fenti aurignacien-kultúrák anyagát egymással összehasonlítjuk, úgy azt látjuk, hogy az Istállóskői-barlang, a Peskő-barlang és a Pálffy-barlang eszközei egymáshoz nagyon hasonlóak. Erősebb eltérés csak a magyarbodzai leletekkel szemben van, mivel azok közül a pengék jórészt csak hasítottak és az árvésők a nagyobb számúak.

A Pálffy-barlangi leleteket Hillebrand J. a javaaurignacienbe sorolta. A Peskő-barlang gyönyörű esonteszközeit és pengéit Kadie O. (1935) ugyancsak javaaurignaciennek, míg Hillebrand a esonteszközök alapján régi soltréemnek tartja.

Az istállóskői kultúrát Hillebrand¹² eleinte késő aurignaciennek állapította meg, míg Kadie¹³, Obermaier és Breuil¹⁴ javaaurignaciennek mondták. Legutóbbi összefoglaló munkájában Hillebrand (1935, 15. old.) az istállóskői kézművességről mint „kései javaaurignacien”-ről ír.

A Herman-barlang kultúráját Menghin, Breuil és Kadie javaaurignaciennek tartják, míg Hillebrand szerint pro-

¹⁰ Majer I.: Az ipolysági aurignacien-lelet. (Barlangkutató, VIII. k. 1920.).

¹¹ Teutsch J.: A magyarbodzai aurignacien. (Barlangkutató, II. k. 1914.).

¹² Hillebrand J.: 1916. évi barlangkutatóm eredményei. (Barlangkutató, V. k., 1917.).

¹³ Kadie O.: A jégkor embere Magyarországon. (A m. kir. Földtani Int. Évkönyve. 1934.).

¹⁴ H. Breuil: Notes de voyage paléolithique en Europe centrale. (L'Anthropol. Tom. XXXIII, 1923, Paris.).

tosolutréen, amely többi álláspont, tekintve, hogy ebben a kézművészetben egyetlenegy babérlevélhegy sínes, kissé érthetetlen.

Az ipolysági leleteket Majer I. javaanrignaciennek vette, míg Hillebrand inkább későaurignaciennek jelöli meg.

A magyarbodzai terrasz-aurignacient úgy Hillebrand mint Teutseh a későaurignacienbe helyezi.

Ha a hazai aurignacien-kőeszközöket a külföldiekkel hasonlítjuk össze, úgy azt látjuk, hogy egyrészt a kremsi és a willendorfi, másrészt a mentonei és a Zotz leírta vágvölgyi (Moravány) későaurignacien formákkal jól egyeznek. Az ostmarki anrignacien azonban és így a franciaországi is technikailag szebb, mint a magyarországi, amelyben a jellegzetes magas kaparó hiánya egyenesen feltűnő. Utóbbi eszköz, amely már a nyugateurópai mousterienben jelenik meg (pl. Les Buffiā), Magyarországon különben is ritka és érdekes, hogy 1937. évi ásatásaim során egy magaskaparót, — igaz, hogy még laposabb alak, — a Kecségalyai-barlang későmousterienjében leltem fel. A moraványi későaurignaciennek erősebb mousterien (Moustierspitze) és solutréen színezete is van, amely utóbbit Zotz egy Magyarország felőli kultúráramlatnak tulajdonít. Meg kell említenem azonban, hogy levélhegyek már a krímfélszigeti Čneurea-barlang mousterienjében is vannak (lásd Hancar).

Mint említettem, az istállóskői aurignacienben néhány hornyolt hegy is feltűnik, amelyek közül az egyik nagyságban a moraványi hegyekkel (Abb. 9, 5) jól egyezik. Ismét érdekes jelenség tehát, hogy a hornyolt hegy, amely primitív alakjában nyánesak már a franciaországi későmousterienben jelenik meg, a hazai aurignacienben megvan, míg solutréenünkből hiányzik. Tekintve, hogy a hornyolt hegy a bükkai anrignacienben kimutatható, a vágvölgyi aurignacient nem kell okvetlenül a Dukla-szoroson át származtatni, mert úgy hiszem, hogy a löszkutatások erősebb megindulásával hazánkban majd még több anrignacien-állomásra bukkanunk. Lehetséges azonban, hogy az egyik, hazánkban is megtelepedett aurignae-törzs valóban É felől terjedt a Bükknek (Istállóskó, Peskő), majd haladt Ny-nak (Ipolyság, Moravány).

L. Zotz ezeket a nagy hornyolt hegyeket az oroszországi Kostienki-kultúra pointe à éranjaival kapcsolja össze.

Az istállóskői nagyméretű, durvább kidolgozású, hajlott pengék a németországi Boekstein koraurignacienjének és a Wildsehener javaanrignacienjének hasonló eszközeivel jól azonosíthatók. A külföldi anyag áttekintéséből valahogy azt látom, hogy az aurignacient nehéz három emeletre osztani. Sajnos, a hazai esonteszközök alapján biztosat mondani nem lehet, mivel egészen hasonló simitók, bőrféjtők, elefántesontpáleaák és árák úgy a Boekstein koraurignacienjében, mint a Sirgenstein és a Wildsehener java- és későaurignacienjében is fellelhetők¹⁵. A esonteszközök alapján te-

¹⁵ lásd R. R. Schmidt: Die diluviale Vorzeit Deutschlands. Stuttgart 1912.

hát fokozatot megállapítani nem lehet és miként azt a szeletai protosolntréen pointe d'aurignac à base fendue-je bizonyítja, hazánkban még e jellegzetes esonthegy jelenléte sem dönthet egymagában javaaurignacien mellett.

Mint említettem, Hillebrand a hazai legszebb anrignacienről, az istállóskői kultúráról legntöbb mint kései javaaurignacienről ír, ami világosan visszatükrözi, hogy milyen nehéz az istállóskői kézművességet a java- vagy a későanrignacienbe helyezni.

A javaaurignacien két jellemzőnek mondott eszközének, a magaskaparónak és a hasított végű esonthegynak a hiánya a javaanrignacienbe való sorolás ellen szól, azonban nagyon ritka az árvéső és a Gravette-penge is. Ezzel szemben a szépen pattintott, sokszor igen nagyméretű (10—13 cm) pengék, pengehegyek és bevölgyelt pengék nralkodnak. Az már aztán izlés dolga, hogy az istállóskői kőipart „kései javaaurignacien”-nek mondjuk vagy a későanrignacien elejére tesszük. — A magyarbodzai kultúra már jellegzetes későanrignacien.

A magyarországi aurignacien tehát kimondottan pengékézművesség, amelyben mousterien hatás van ugyan, babérlevélhegyformák azonban nincsenek.

Az egyes lelőhelyek állatvilága a következő:

I. Peskő-barlang.

Talpa europaea L. vakond, *Desmana moschata hungarica* Korm. keleti pénzmaciekány, *Ursus spelaeus* Rosenm. barlangi medve (dominál), *Canis lupus* L. farkas, *Vulpes vulpes* L. róka, *Meles meles* L. borz, *Martes martes* L. nyuszt, *Mustela erminea* L. hermelin, *Mustela nivalis* L. menyét, *Hyaena spelaea* Goldf. hiéna, *Felis spelaea* Goldf. oroszlán, *Lynx lynx* L. hiúz, *Cricetus ericetus* L. höresög, *Microtus arvalis*, Pall. mezei pocok, *Microtus arvalis* Pall. szibériai pocok, *Arvicola terrestris amphibius* Lacép. nagy pocok, *Ochotona pusillus* Pall. fütyöntő nyúl, *Lepus sp.* nyúl, *Rangifer tarandus* L. tarándszarvas, *Cervus elaphus* L. forma major, gímszarvas, *Rupicapra rupicapra* L. zerge, *Rana méhelyi* Bolck., *Pisces* sp. div., *Lagopus albus* Keys. Blás. sarki hófajd, *Lagopus mutus* Mont. havasi hófajd.

II. Pálffy-barlang.

Ursus spelaeus Rosenm. (dominál), *Canis lupus* L., *Vulpes vulpes* L., *Mustela erminea* L., *Felis spelaea* Goldf., *Lynx lynx* L., *Hyaena spelaea* Goldf., *Lepus sp.*, *Equus sp.*

III. Istállóskői-barlang.

Talpa europaea L., *Ursus spelaeus* Rosenm. (dominál), *Ursus arctos* L. forma major, *Canis lupus* L., *Vulpes vulpes* L. (*crucigera* Bechst. ?), *Martes martes* L., *Mustela erminea* L., *Mustela nivalis* L., *Putorius putorius* L., *Felis spelaea* Goldf., *Lynx lynx* L., *Felis silvestris* Schreb., *Hyaena spelaea* Goldf., *Lepus sp.*, *Arvicola (terrestris)* L., *Cricetus ericetus* L., *Microtus arvalis*

Pall., *Microtus gregalis* Pall., *Microtus ratticeps* Keys. Blas., *Ochotona pusillus* Pall., *Sus scrofa* L., *Cervus elaphus* L. forma major, *Rangifer tarandus* L., *Rupicapra rupicapra* L., *Bison pris-eus* Boj., *Tichorhinus antiquitatis* Blmb., *Equus* sp., *Elephas primigenius* Blmb., *Lagopus albus* Keys. Blas., *Lagopus mutus* Mont., *Tetrao tetrax* L., *Tetrao urogallus* L., *Cerchneis tinnunculus* L.

IV. Herman Ottó-barlang.

Ursus spelaeus Rosenm., (dominál), *Canis lupus* L., *Hyaena spelaea* Goldf., *Castor fiber* L., *Cervus elaphus* L., *Alces alces* L., *Megaceros giganteus* Blmb., *Rupicapra rupicapra* L., *Ibex* sp., *Bos* sp.

V. Görömböly—Tapoleai sziklaüreg.

Ursus spelaeus Rosenm., (dominál), *Cervus elaphus* L., *Hyaena spelaea* Goldf., *Rangifer tarandus* L.

Az erdélyi Magyarbodzáról, valamint a nyugatmagyarországi Ipolyságról állati maradványok nem ismeretesek.

Ha fenti faunajegyzékeket összehasonlítjuk, látjuk, hogy valamennyiben a barlangi medve uralkodik. Ugyanezt állapítja meg

L. Zotz¹⁶ a sziléziai aurignacien faunájára is, míg a lengyelországi aurignacienben a mammut az elterjedtebb. A kísérő-fauna erdősteppe jellegű, amelyben a még nem nagyon gyakori rénszarvas és a hófajdok az arktikus elemek. Az istállóskői és a peskői állattársaság teljesen azonos összetételű és mindkettőt a steppe-jellegű rágesálók jelenléte jellemzi. Ezt a rágesálótársaságot különben már a Subalyuk későmousterienjében is kimutattam és már ott kiemeltem^{17 18 19}, hogy ebben a rágesálótársaságban a steppe, míg a Magdalenien I-kori rágesálófaunánkban az arktikus jelleg (lemmingek túlsúlyban) a kibangsúlyozott. A steppejelleg csak a Magdalenien II. faunákban domborodik ki ismét.

Hazánkban lemminggel, sarkirókéval, rozsomákkal jellemzett fauna mindeddig csak a protosolutréutól kezdve ismeretes, míg a

¹⁶ L. Fr. Zotz: Die schlesischen Höhlen und ihre eiszeitlichen Bewohner. Breslau, 1937.

¹⁷ Mottl M.: A Mussolini-barlang állatvilága. (Geol. Hung. Ser. Palaeont. 14, 1938.).

¹⁸ Mottl M.: Faunen und Klima des ungarischen Mousterien. (Verhandl. d. III. internat. Quartärkonf. Bd. II, 1938.).

¹⁹ Mottl M.: Über die Fauna der Mussolini-Höhle im Bükkgebirge. (Festschr. zum 60. Geburtstag von Prof. dr. E. Straud, Vol. II, Riga, 1936-37.).

németországi faunában ezek a fajok már a mousterienben megvannak és lemmingek a Sirgenstein koraaurignacienjében is jellettek. A lengyelországi, a román és az oroszországi aurignacien-lelőhelyek állatvilágát ugyanezek a steppejelleg jellemzi.

Faszénmaradványokat mindeddig csak az Istállóskői-barlang aurignacienjéből határoztak meg. Az 1938-ban magam gyűjtötte faszénanyagot Sárkány S. vizsgálta és a következő fajokat állapíthatta meg: *Pinus silvestris* (erdei fenyő), *Picea* (lucfenyő), *Larix* (vörösfenyő), *Quercus* (cf. robur vagy sessiliflora = kocsányos vagy kocsánytalan tölgy), *Acer* (cf. pseudoplatanus = hegyi juhar), *Sorbus* (cf. aucuparia = madárberkenye). Ezeknek a fajoknak a talaj- és fényigényéből, valamint jelenlegi földrajzi elterjedéséből hűvös-mérsékelt, kontinentális éghajlatra következtethetünk.

Az Istállóskői-barlangból kikerült állat- és növénymaradványok vizsgálata tehát azt a vitát, amely aurignacienünk és protosolutréenünk klímája körül támadt, komoly következtetésekkel és eredménnyel zárja le. Az istállóskői aurignacien valóban interstadiálisba helyezhető. Hogy azonban ez az időszak csak viszonylagosan enyhébb éghajlatú, oszcillációs periódus volt, azt a melegkedvelő növényfajok hiánya, viszont a rénszarvas és a hófajok jelenléte jól kihangsúlyozza. Amíg a hazai magdalenien *Pinus montana*-s éghajlata a fauna arktikus jellegében (lemmingek, sarkiróka stb.) domborodik ki, addig az istállóskői aurignacien *Pinus silvestris*, *Picea*, *Larix*, *Quercus*, *Acer*, *Sorbus aucuparia*-s klímája a faunának erdősteppe jellegében tükröződik vissza.

R. R. Schmidt állásfoglalását ezzel teljességgel támogatnom. Schmidt ugyanis (1912. 262. old.) a következőket írja: „Wenn wir das Aurignacien als einen weniger kalten Abschnitt innerhalb des Jungpaläolithikums ansehen, so ist dies nur im Vergleich mit den als extrem bezugten Epochen des Moustérien (untere Nagetierschicht) und Magdalenien (obere Nagetierschicht) richtig.” A. Jura²⁰ a lengyelországi utolsó jégkorszakot (Varsoviene) a következőképen osztályozza:

I. Hideg időszak. *Pinus silvestris*, *Pinus montana* és *Pinus cembra*. Jüngerer Löss I. Későmonsterien.

II. Interstadiális. *Pinus silvestris*, *Larix*, *Betula*, *Salix*, *Quercus*, *Picea*, *Corylus avellana*. Vályogzóna (Verlehmungszone) a Jüngerer Löss I. és II. között. Kora- és javaaurignacien. Egyszersmind eróziós periódus.

III. Hideg időszak. Jüngerer Löss II. Későaurignacien, Solutréen, Magdalenien.

Ha Jura beosztását eddigi hazai eredményeinkkel összehasonlítjuk, az adatok jól egyeztetethetők. A felső pleisztocén két lösz-

²⁰ A. Jura: Das Aurignacien in Polen. (Quartär, Bd. II. 1939, 54. oldal).

lerakódása (Jüngerer Löss I. és II.) nálunk is kimutatható. Előbbinek a tatai későmousterienkori löszlerakódást (Würm I.) vehetnénk, míg utóbbi a ságvári es a dunaföldvári magdalenien lösztelepekkel jól jellemzett (Würm II.). Aurignacien lösztelepet hazánkban mindaddig nem ismerünk.

A Jüngerer Löss I. és II. közé az interstadiálisba kerülne azután az istállóskői aurignacien és flórája alapján a hazai protosolutréent is ebbe a viszonylagosan enyhébb időszakba kell helyeznünk.

A Würm I. és II. közé helyezi H. Breuil²¹ is az aurignacient, míg az ostmarki aurignacien nagyrészt a Jüngerer Lössben van (Löss III = Jüngerer Löss II) Göttinger²² szerint és csak kivételesen az alatta levő „Leimenzone”-ban is, mint pl. Willendorf II. esetében.

A *Pinus montana*-s ciklus nálunk a későmousterien után csak a korasolutréenben kezdődik ismét, ami különben már a magyarországi solutréenről írt összefoglaló munkámhoz (1938), valamint a Mussolini-barlang monográfiájához (1938) mellékelt kronológiai táblázataimból is kitűnik. Utóbbi nagy táblázatomban Tatát állatvilága alapján a R—W végi szubglaciális, átmeneti szintbe helyeztem és ott Istállóskő is mint későaurignacien szerepel. Ha fenntartjuk azonban az előbbi beosztásokat (Jura, Göttinger), úgy az istállóskői aurignacient flórája alapján valóban „Spätmittelaurignacien”-nek kell mondanunk, mivel úgy Jura, mint Göttinger szerint interstadiálisba csak a javaaurignacien esik, míg a későaurignacien már a fiatalabb lösz II.-ben van. Ezzel szemben nálunk még az eddigi későaurignacien leletek sem löszből, hanem agyagból kerültek elő és még protosolutréenünk flórája is interstadiális mellett dönt.

Ezeket az oszcillációs, enyhébb időszakokat, interstadiálisokat sem a hazai, sem a külföldi faunák nem tükrözik vissza élesen, jelölül annak, hogy ezek az éghajlatingadozások nem lehettek elég nagymérvűek ahhoz, hogy a faunára átalakító hatással legyenek. A hazai állatvilág már a felsőpliocéntól kezdve az éghajlat állandó lehülését mutatja. A mousterienben és az aurignacienben, mint említettem, a steppejelleg, míg a solutréentől kezdve az arktikus jelleg van benne túlsúlyban. A hazai fauna a legerősebb lehülést, hidegmaximumot a Magdalenien I.-ben mutatja, míg a Magdalenien második felében már ismét az erdő-steppelakók az elterjedettebbek, majd fokozatosan megindul az átmenet a mai fauna felé. A hazai pleisztocén flóra ezzel szemben két hidegmaximumot jelez: egyet a későmousterienben és egyet a Magdalenien I.-ben.

²¹ H. Breuil: La Préhistoire... etc. Revue des cours et conférences, 1929-37.

²² G. Göttinger: Das geologische Alter des österreichischen Paläolithikums. (Report of XVI. Internat. Geol. Congr. Washington 1933).

Most még néhány szót csak az aurignacien vándorlási irányairól: Bayer²³, Menghin²⁴, Obermaier²⁵, Klaatsch és Werth²⁶, valamint mások az aurignacient Ázsiából, K-ról származtatják és ehhez a felfogáshoz esatlakozott A. Jura is, aki szerint az aurignacien valahonnan Oroszország felől, részben Lengyel- és Morvaországon, részben Magyarországon és Ausztrián át haladt Ny-nak, ill. DNy-nak. Szerinte az aurignacien, — mivel északon egészen a jégtakaróig felterjedt és a szibériai lelőhelyek Vénuszszobrocskái ugyanarról a művészi ihletről tanúskodnak, mint a willendorfiak, — északi embertörzs kultúrája volt, amely a eapsiennel nem függ össze.

Ezzel szemben újabban Kozłowski,²⁷ H. Breuil²⁸ és nálunk Hillebrand²⁹ az aurignacien hazáját D—DNy-on keresik, ahonnan Franciaországon át haladt É-nak, illetve ÉK-nek.

Ma még messze vagyunk attól, hogy a diluviális kultúrák vándorlásirányairól biztosat tudjunk mondani, azonban ki kell emelnem azt, hogy amennyiben az aurignacien valóban déli emberfaj kultúrája volt, úgy annak a bizonyos „Aurignae-Schwankung”-nak igen meleg és hosszantartó időszaknak kellett volna lennie, hogy egy déli (sőt afrikai) embertörzsnek messze, Szibériáig való felterjedését lehetővé tegye. Ehhez az Aurignae-Schwankungnak nem interstadiálisnak, hanem legalább is a R—W-el egyenértékű *interglaciálisnak* kellett volna lennie. Viszont az eddigi fauna- és flóravizsgálatok esupán csak viszonylagosan enyhébb időszekra, interstadiálisra utalnak és a magyarországi fauna igazolja a legszébben, hogy a mousterien második felétől kezdve K—ÉK-i *steppefajok vándorlása* indult meg. Azonkívül, mivel az aurignacien ősember köztudomás szerint már Homo sapiens volt, az aurignaciennek délről való származtatása egyszersmind azt is jelentené, hogy a magasabbrendű emberfaj bölesője is valahol Afrikában ringott.

Már pedig nem látom be, hogy minek kellene kerülő úton és pedig ez esetben ősrégészeti alapon ismét a régi, ma már tudományos szempontból elavult Lamarck-Darwin elgondoláshoz visszatérnünk.

²³ J. Bayer: Die ältere Steinzeit in den Sudetenländern. Sudeta, Jg. I. H. 2. 1925.

²⁴ O. Menghin: Einführung in die Urgeschichte Böhmens und Mährens. H. 1, 1926.

²⁵ H. Obermaier: Das Capsienproblem im westlichen Mittelmeergebiet. Germania, 1934.

²⁶ E. Werth: Der fossile Mensch. Berlin, 1928.

²⁷ L. Kozłowski: Die ältere Steinzeit in Polen. Die Eiszeit, Bd. I, 1924.

²⁸ H. Breuil: Les subdivisions du paléolithique supérieur. Compt. Rend. Congr. Internat. Genève 1912.

²⁹ Hillebrand J.: Die Wanderungsrichtung der Aurignacien Kultur in Europa. Mammus. Bd. 26, 1934.

A GERICSE-HEGYSÉG MAGAS TERRASZAIRÓL.

(Közöttani adatok mai vízrendszerünk kialakulásának kérdéséhez.)

Irta: Dr. Szádeczky-Kardoss Elemér.

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN DER HOCHGELEGENEN TERRASSEN DES GERICSE-GEBIRGES.

Ein Beitrag zur Entwicklungsfrage der Urdonau.

Von: E. v. Szádeczky-Kardoss.

A Duna többé-kevésbé összefüggően ismert legidősebb üledék-szintje a Kisalföldön felsőpliocén-korú. Ezt a szintet a Bécsi-medencében a laarbergi terrasz,¹ Budapest vidékén a szentlőrinci, rákoskereszturi, kőbányai stb. Mastodon-kavics képviseli.

Régebben ezt a szintet tekintették a Bécsi-medencében a Duna legelső „kiindulási felületének.” Újabban azonban mindinkább valószínűvé váltott, hogy a Duna működése már jóval azelőtt megindult. Schaffer Bécsnél az ott kb. 100 m relatív magasságú laarbergi terrasz felett 50, ill. 100 m magasságban következő Burgstall és Nussberg terraszokban is esetleg már Duna-képződményt hajlandó feltételezni.² Kéz Andor pedig a visegrádi áttörés területéről említett 220—250 és 290—350 m t. sz. f. magasságú, tehát az említett felsőpliocén (laarbergi) szintnél 40—70 és 110—150 m-rel magasabb szinteket ill. szintkötegeket,³ amelyekről esetleg már fel lehet tételezni, hogy fluviális (ősi Duna?) képződmények. Az első biztos, kavicsanalitikailag is igazolt „prelaarbergi” szint azonban csak legújabbban a Duna dévényi áttörésénél (Hundsheimi-hegység, Berg, Goldberg), kb. 30—40 m-rel az itt 50 m rel. magasságú laarbergi szint felett volt felismerhető.⁴ Ennek folytatását a Kisalföld keleti peremén a felsőpliocén kavicsterrász alatt még sztratigrafiai sorrendben következő egyes kavicsfoszlányokban (pl. Bana, Ördögásta-hegy, Kiscsémpuszta) gyaníhattuk. A Duna eme ősi szintjének esetleges további elterjedésére és kezdeti útjának kialakulására nézve azonban most is még csak feltevéseink voltak és így mai vízrendszerünk kialakulásának kezdeteiről nem sokat tudunk.

¹ Az eddig kb. középpliocénnek tekintett laarbergi szint felsőpliocén korára nézve lásd szerzőnek kisalföldi monografiáját: Geologie der rumpfunjarländischen Kleinen Tiefebene, Sopron, 1938, pp. 149, 262.

² Schaffer, F. X.: Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens, Wien, 1927, p. 102.

³ Kéz, A.: A Duna visegrádi áttörése, Mat. Term. tud. Ért. L. 1934, pp. 725, 730, 736.

⁴ Geologie der rumpfunjarländischen Kleinen Tiefebene, p. 265. és köv.

Ezért is fontos volt tehát, amikor Vitális Sándor dr. ez év tavaszán a Magyarhoni Földtani Társulat ülésén tartott előadásában, — szelvényekkel és fúrási adatokkal is megvilágítva a Gereese-hegység északi peremének morfológiailag ki nem értékelhető löszteraszait — 240—280 m t. sz. f. magasságból kaviesos terrasz-maradványokat ismertetett. Ez a nivåó ugyanis a „laaerbergi” felsőpliocén szint itteni feltételezhető magasságánál 60—100 m-rel, a mai Dunánál pedig 130—170 m-rel magasabban fekszik, tehát éppen a kérdéses időszakot világíthatja meg kaviesanyagának segítségével.

Kérésemre Vitális Sándor dr. főmérnök úr, igen tisztelt barátom a kaviesterraszokra vonatkozó pontos térképvázlattal tette lehetővé számomra azoknak közelebbi vizsgálatát. Lekötelező kedveségéért fogadja ezúton is hálás köszönetemet.

Geológiai viszonyok. Helyszíni vizsgálataim, továbbá Vitális Sándor dr. előadása és térképvázlata, végül pedig Rozlozsnik-nak egy innen közölt szelvénye⁵ alapján a kérdéses terraszmaradványok geológiai viszonyait a következőkben foglalhatjuk össze.

Az erősen töredezett mezozoos-eocén hegység Duna felé néző északi peremén, a Lábatlantól DK-re 2 km-re emelkedő Berzsek-hegy (399,9 m) keleti lábánál egymás alatt két magas kaviesterrasz maradványa található. A felső kb. 280 m t. sz. f. magasságban kulinál, az alsó 240—250 m magasságban fekszik. (Az alsóra esik a ϕ -243.7 is.)

Mindkét terrasz kaviesát a terraszlépesőkön lösz borítja. Figyelemreméltó, hogy a lösz a Berzsek-hegy oldalában, (pl. a Martonos forráshoz vezető úton) egészen kb. 320 m t. sz. f. magasságig emelkedik. Ez a magas helyzetű lösz kőzettanilag és kőületei alapján nem különbözik a tovább északra sokkal mélyebben, 170—230 m magasságban feltárt lösztől. Mindkettőben főleg *Fructificicola hispida* található tömegesen. Viszont a két magas terrasz közti terraszlépesőt borító lösz, a ϕ -254 felett DK-re levő útbevágásban, mállott és kőületmentes, agyagos.

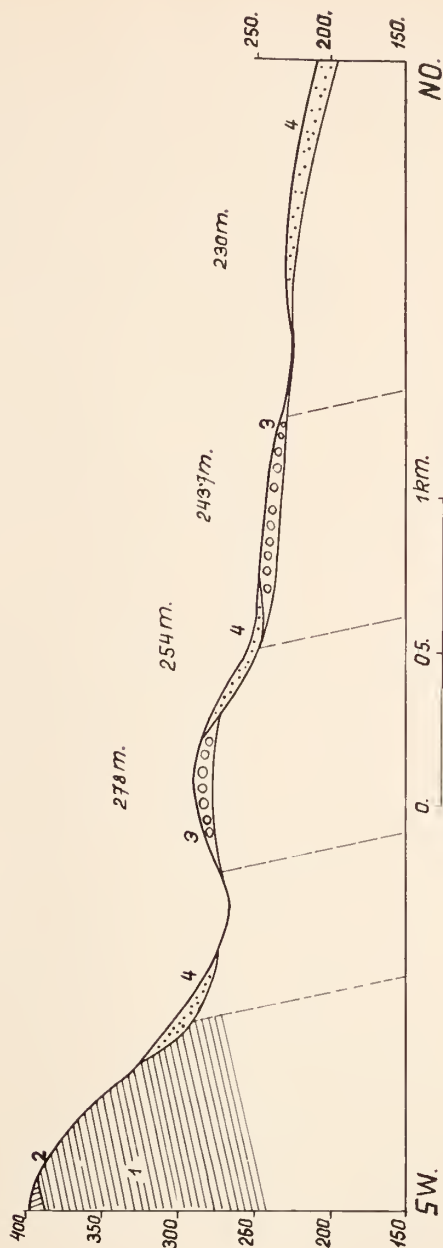
A geológiai viszonyokat a mellékelt szelvény ábrázolja. Ez a szelvény a Rozlozsnik-étől délebbre húzódik s így a fekére nézve kevesebb részletet mutat. Szelvényemen feltüntettem azonban azokat a vetővonalakat is, amelyeket Rozlozsnik részletesebb vizsgálatai alapján feltételeztem. Látható, hogy a két magas terrasz közt is halad át egy ilyen feltételezett vető. Nem valószínű azonban, hogy a jelenlegi két terraszrónes egy eredetileg egységes terrasznak a vetődés által elkülönült két része lenne, mert az alábbi kőzettani vizsgálat kaviesanyaguk közt határozott különbséget mutat. A vetődéseket tehát lényegileg a kaviesterraszoknál idősebbeknek tekinthetjük.

Kavicslemlzés. A terraszkavies vastagságát nem ismerem. Az alábbi kőzettani vizsgálatokat feltárás hiányában a felszín alatt kis mélységben található anyag átlagpróbáin végeztem.

⁵ Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról, p. 57.

Berzsek hegy

399 m.



Jelmagyarázat — Zeichenerklärung

- 1: Alsókréta — Unterkreide,
- 2: Paleocén édesvízi mészkő — Paleozäner Süßwasserkalkstein,
- 3: Fialalabb középpliocén folyókavics — Jungmittelpliozäner
Flusshotter,
- 4: Löss — Löss.

A mélyebb terrasz kavicsát ököl-fejnyi (és kisebb), 3—5 fok görgetettségű, Gereese-hegységi típusú mészkövek; továbbá maximálisan tojásnyi, uralkodóan mogyoró-diónyi világos, közönséges és kevesebb (kíssé) szemeléses kvareit; sötétszürke foltos kvareit; fekete kovapala részben fehér kvareerekkel, (valószínűleg ezzel azonos eredetű legalább is részben a sötétszürke foltos kvareit is); barna-, vörös- és sárga-szarukő és ebből keletkezett rózsaszínes kvareit; világos zöldes „mikrogneisz”, pontosabban szerieites-kloritos igen apró szemeléses kvare-homokkő; kevés csillámos kvareitpala; végül kevés rózsaszínes (a grödeni típushoz közelálló) homokkő-kvareit képezi. A kvareitoknak kb. a fele likaesos, kimart felületű. A mogyoró-diónyi kemény kőzetek nagyrésze szintén (miként a mészkő) erősen görgetett. A borsó-diónyi világos kvareitok görgetettségi középértéke 15 mérésből számítva kb.: $cpr = 3.4, 0.5, 6.1$.

A magasabb terraszröns kavicsanyagában — az erdőtalajban elszegényedett anyag alapján — túlnyomóan hiányzik a helyi eredetű mészkő. Itt az alacsonyabb terrasz kavicsánál egyébként is finomabb szemű, nevezetesen borsó-diónyi kavicsanyagot találtam. A kőzettani összetétel viszont egyébként nagymértékben hasonló, amint azt egy borsó-diónyi százszáz átlagpróba összetétele mutatja:

Világos kvareitok síma felülettel	9%
Világos kvareitok likaesos felülettel	29%
Rózsaszínű kvareit (részben szaruköves)	6%
Sötétszürke foltos kvareit	4%
Fekete kovapala, részben fehér kvareerekkel	12%
Világoszöld és piszkos-szürke „mikrogneisz”-es homokkő	31%
Rózsaszínű, finomszemű, ill. csillámos mállott-barna (részben a grödeni típushoz közelálló) homokkő (kvareit)	4%
Barna, rózsaszínű és sárga szarukő	5%

A magasabb terrasz mogyoró-diónyi világos kvareitjainak görgetettségi középértéke 15 mérésből számítva $cpr = 4.1, 0.5, 5.4$. A különböző görgetettségi kategóriák a két terrasz vizsgált kvareitjainál hozzávetőleges középértékekben a következőleg oszlanak meg:

$$1b^0 = 22\%, 2a^0 = 7\%, 3b^0 = 11\%, 4a^0 = 60\%.$$

A magasabb terrasz világos színű kvareitjainak kb. $\frac{3}{4}$ része likaesos, kimart felületű. A kimart felület nagyobb gyakoriságára vezethető vissza az, hogy az itteni kvareit-görgetettség valamivel kisebb az alacsonyabb terraszénál.

A két terraszkvics tehát kőzetanilag annyira megegyezik, hogy képződésüknél nagymértékben hasonló viszonyokat kell feltételeznünk. Azonban a magasabb terrasz anyagában a közeli eredetű karbonátos kőzetek hiánya és különösen a csekélyebb szemmagyság határozott különbségeket képvisel az alacsonyabb terrasz kavicsával szemben. Feltételezhetjük tehát, hogy valóban két külön terraszról és nem ugyanazon terrasz elvetett részeiről van szó.

Itt jellemezzük végül terraszaink kavicsainak jellegzetesebb kőzethezéségeit. Legsajátságosabb köztük a „mikrogneisz”-szerű **ap-rószemcsés szerieites homokkő**. Ez makroszkopikusan világos zöl-

des, vagy sárgás, igen apró szemeséjű, többnyire iránytalan texturájú, finom kvareerekkel átjárt kőzetnek mutatkozik. Mikroszkoppal felismerhető, hogy uralkodóan 40—90 μ , maximumisan 400 μ átmérőjű, tehát kevésbé egyenletes szemnagyságú *kvare*-szemekből áll. A kvarcok egyrészen, különösen a nagyobb szemeken kismértékű, túlnyomóan 1b^o-os görgetettség ismerhető fel. A kvareszemeket vékonyan *szericites muszkovitos-kötőanyag* veszi körül. A kötőanyagot kevés limonitos anyag sárgásra színezi. A szericit- és muszkovit-pikkelykék közt kevesebb *biotitos* és *kloritos* pikkely is felismerhető. A nagyobb pikkelykék 20x80 μ átmérőt érnek el. Főleg ugyanesak a kötőanyag elegyrészeiként *titanit*-szemek is megjelennek, amelyek közül a nagyobbak 50 μ átmérőjűnek is lehetnek. Ez a kötőanyag a kőzetnek mintegy 10 térfogat-százalékát teszi ki, míg a kvareszemekre kb. 85%, az egyéb ásványiszemekre pedig 5% esik. Ezen utóbbi 5%-ból legalább is négyötöd rész jut a földpátokra. A földpátok csaknem mindig mállottak. Nagyobb részük az albit-törvény szerint poliszintetikus *savanyú plagioklász* kb. An₈ Ab₉₂ összetétellel: γ kb. egyenlő a kanadabalsam törésmutatójával, az α' mindig kisebb annál, a kioltás az α -ra kb. merőleges metszetben 15 fok körül van. Alárendeltebben nem ikresedett *ortoklász*-töredékek is találhatóak. A földpátokon többnyire szintén felismerhető enyhe görgetettség, noha átmérőjük túlnyomóan 150, sőt rendszerint 90 μ alatt marad. Előfordul néhány szem *turmalin*, *O* sötét zöldesszürke, *E* világos sárga pleokroizmussal, továbbá igen kevés oszlopos *zirkon*-kristályka is, egészen 50x110 μ -os nagyságig. A kőzetet kevés és az átlagos szemnagysággal egyenlő vastag fiatalabb kvareér járja át. Kőzetünket tehát, bárha kétségtelenül szedimentogén eredetű, némi enyhe utólagos metamorfizáló hatás érte. Minthogy a para-eredetű kvareszemek egymás alakját legfeljebb csak az utólagos kvareerek közvetlen közelében befolyásolják, a kérdéses enyhe átalakító hatást nem tekinthetjük erősebbnek, mint amilyen pl. a Wiener Wald flis-homokköveit érte. Inkább injekeiós metamorfozisiról, ill. alacsonyabb hőmérsékű kovavasas oldatok hatásáról, mint normális dinamometamorfozisiról lehet szó.

Ez a kőzetzfésülés a Gereese magas-terraszainak kavicsain kívül különösen a Kisalföld DK-i peremének a Bakony és Vértes vidékéről származó folyói, nevezetesen pl. a Marel, a Bakonyér, a Pándzsa és a Concó által szállított régiebb és fiatalabb kavicsokban és e folyók (egykori) torkolatainak vidékén a Duna terraszokban gyakori. Egészen hasonló kőzeteket találtam azonban kisebb százalékos mennyiségben a Bécsi Medence általam vizsgált keleti felében, valamint a Kisalföld nyugati részein is, a Dunának különösen az idősebb terraszaiiban, pl. Petronell-nél a legfelsőpliocén-legalsópleisztocén kavicsvonulatban. Ez a kőzet határozott kőzettani rokonságban áll a Bécsi Medence flis-homokköveivel is. Ha nem fordulna elő a Bakony és Vértesből származó említett kisebb folyók hordalékában, nem haboznék e kőzetet jelentékeny részben a Keleti Alpoknak, különösen a Wiener Waldnak egyes ellenállóbb mész-szegény flis-homokköveivel kapcsolatba hozni. Így azonban arra lehet gondolni, vajjon nem

fordul elő ez a kőzetféleség pl. a bakonyi mediterrán konglomerátokban is. (Tudomásom szerint eddig nem írták le e konglomerátokból.) Az idősebb terraszokban, valamint a tudvalevően nagyrészt többszörös kavicsátrakásból származott bakonyi és vértesi fiatal folyóhordalékokban észlelhető viszonylag nagy gyakoriságát e kőzetféleség jelentékeny fizikai és kémiai ellenállóképességével magyarázhatjuk.

Makro- és mikroszkopikusan élesen különbözik e kőzetféleségtől a **grödeni típusba sorolható rózsaszínű, vagy vöröses homokkőkvareit**. E kőzet homokkő-jellege már makroszkopikusan is csaknem kivétel nélkül kiténik. Mikroszkop alatt először is a kőzetnek rendszerint meglepően finom szemmagysága tűnik fel. (A finomszemés kőzeteket makroszkopikusan általában durvább szeműnek becsüljük, mint amilyenek a mikroszkop, vagy laza kőzeteknél az iszapoló elemzés is mutatja. Makroszkopikusan ugyanis csak a kb. 0.1 mm-nél durvább szemek vesszük észre, míg a mikroszkop vagy az iszapolás az esetleg uralkodó finomabb szeméséket is kimutatja.) Kavicsaink grödeni homokkő-kvareitja, amelyet makroszkopikusan rendszerint 0.1—0.3 mm átlagszemmagyságúnak vagyunk hajlandók tartani, a valóságban uralkodóan 40—100, vagy 70—130 μ átmérőjű kvare-szemekből áll. A szemmagyság jóval egyenletesebb, a szortírozottság tehát nagyobb, mint az előbb leírt szericites homokkőveknél. A szemek egyrészen az uralkodóan 1b⁰, sőt gyakran magasabb görgetettség tisztán kivehető. A szemek nagyrésze azonban már teljesebb térkitöltésre törekedve egymást is befolyásolja, vagyis kezdő átkristályosodást mutat. A metamorfózis tehát, bárha még a normális epimorfózis fokát sem éri el, határozottan erősebb, mint az előbb leírt kőzetféleségnél. Grödeni típusú kvareitjaink esetében inkább enyhe dinamometamorfózisra gondolhatunk, míg a szericites homokkőveknél, mint láttuk, inkább oldatok ill. injekciók hatását kell feltételezni. Alárendelten *muszkovit* és kifakult *biotit* pikkelyek (egészen 40x170 μ nagyságig) és földpát szemek is megjelennek. A földpát nagyrészt erősen mállott, de kisebb részben még felismerhető a poliszintetikus iker-képződés nélküli *ortoklász* (γ' is kisebb a kanadabalsam törés mutatójánál) és másrészt kevés zonás *savanyú plagioklász* (γ -ra mérőleges metszeten kifelé növekvő kb. 11—15 fokos kioltással az α' -hez mérve, tehát valószínűleg kb. An₉₄ Ab₆ összetételű maggal s ez esetben kifelé kissé még savanyúbb övvel). Más grödeni típusú homokkőkvareitokban erősen mállott poliszintetikus ikerlemezes savanyú plagioklász is előfordul. Nehány *turmalin* oszlopocska, egészen 70x120 μ nagyságig, rendszerint O sötét barnászöld vagy zöldesbarna, E világos sárga pleokroizmussal, továbbá *limonitosodott* (érec-) szemek is előfordulnak. Mindezeket az ásvány-szemeket igen vékonyan lilásbarna, 1 μ -nál is kisebb átmérőjű *limonit-cseppesekéből* álló bevonat veszi körül. Minthogy e cseppesekék rendszerint nem állnak össze élesebben körülhatárolt foltokká, mennyiségüket mikroszkopikusan meghatározni nem lehet; hozzávetőleg azonban ez 1/2-1 térfogat-százalékra tehető. A limonitosodott (érec és egyéb) elegyrészek mennyisége viszont kb. 3%.

A grödeni típusba sorolt homokkő kismértékű metamorfoziséval már a kvarcitok felé képez átmenetet; ezért nevezzük homokkő-kvarcitnak. A grödeni típushoz csak kőzettani értelemben hasonlítom, amivel azonban nem állítom, hogy mindig permkorú is lenne. Sőt feltételezem, hogy a kőzettanilag ilyen típusú kőzetek pl. az alsó-triász, werfeni csoportból is származhatnak. Ezek a kőzetek származhatnak úgy nyugatról az Alpokból, mint keletről, a Magyar Közép-hegységből. Figyelemreméltó e kőzeteknél az egyenletes szemmagyság és a szemek kiesiségéhez képest magas görgetettség, aminek alapján a grödeni típus keletkezésénél eolikus hatás tételezhető fel.

A **vöröses limonitos homokkövek**nek van ezenkívül egy másik, rendszerint durvább szemű, ezért többnyire mállottabb, de egyáltalán nem metamorfizált változata is. Ez annyira mállott, hogy makroszkoposan akár mállott esillámpalának is nézhetjük. A szemmagyság itt uralkodóan 0.1—0.5 mm körül van. Az uralkodó *kvareszemek* görgetettsége túlnyomóan 1b—4a fok, nevezetesen 0.4 mm átmérőnél középértékben a *cpr* érték 4, 1, 5 körül, 0.2 mm átmérőnél 7, 1, 2 körül fekszik. A kvareszemek egymás alakját, eltérően az előbbi változattól, nem befolyásolják. Minthogy a metamorfozísnak egyéb nyoma nincs, ezért e kőzetet egyszerűen (limonitos) homokkőnek (és nem homokkő-kvarcitnak) nevezhetjük. A kvareszemeken kívül ezekben is találtam alárendeltebben *kristályospala-töredékeket* (kvaremozaikszemeket), erősen mállott *földpátot*, *turmalint*, *apatitot*, *muszkovitot*, *biotitot* és *limonitosodott (ére-)szemeket*. Az egyes szemeket itt valamivel nagyobb mennyiségű és vastagabb burkot képező limonitos kötőanyag veszi körül. A limonitos kötőanyag a vizsgált esetben a kőzetnek kb. 7 térfogatszázalékát teszi ki. A limonit-eseppek itt többnyire élesebben körülhatárolt nagyobb foltokká, sőt pikkelyekké állnak össze. (Ezzel szemben itt a limonitos (ére?) szemek mennyisége jóval kisebb).

Szaruköveink a Kisalföld egyéb kavicsos kőzeteinek megfelelő (barna, vöröses és sárga) szaruköveitől nem különböznek. Főleg az a típus gyakori, amelyet uralkodóan az igen finom (kb. 2—15 μ -os), karéjosan, sőt ujjasan egymásbaágazó, és a hullámos kioltás által gyakran fokozatosan egymásba átmenő „szemeses kalcidon” épít fel. Minthogy ennek fénytörése jóval magasabb a kanadabalzsaménál, és uralkodóan a kvare ω -ja és ε -ja közé esik, ezt az anyagot is túlnyomóan már *kvarenak* kell tekintenünk. A kis karéjos elemek gyakran egy-egy elmosódó 10—20 μ -os gömbded, a peremeken szabályosan ujjazott szerkezetnek, nyilván eredetileg *radioláriának* részeként jelennek meg. Az uralkodó „kalcidonos” (kvarcos) alapanyagot meglehetősen sűrűn, erősen változó (0.01—1.0 mm-es) vastagságú *kvarecek* járják át. Az erek vastagságával nő az eret felépítő kvareszemek nagysága is, de az erek szélein rendszerint apróbb szemű kvareszemekből álló sáv vonul végig, mintegy fokozatos átmenetet létesítve az ér és a „kalcidonos alapanyag” közt. Az erek durvább kvare-szelei is többnyire hullámosan sötétednek és karéjosan egymásbaágaznak, de elhatárolásuk határozottabb a sűrű „alapanyagénál”. Az alap-

anyagban kis mennyiségben elszolva magános *sericit*-pikkelyek (a nagyobbak $2 \times 15 \mu$ -osak), *titanit*-szemek, szabálytalan *limonit*os foltok és főleg $5-15 \mu$ -os ellimonitosodott, sőt hematitosodó *pirit*-kocák és szemesék is találhatók.

Genezis. Terraszaink korát illetően helyzetük alig hagyhat kétséget. Azt ugyanis, hogy terraszaink mélyebb (Duna-)terraszoknak vetődések alkalmával fennakadt részei lennének, kizárja kavicsainak a normális Duna-üledékeketől eltérő kőzettani jellege. Terraszaink tehát, morfológiai helyzetüknek megfelelően, az ismert legidősebb Duna-terraszoknál is idősebbek. Másrészt nyilván az (idézett monografiámban területünkre nézve már jellemzett) rhodani orogenezis utáni legelső megmaradt képződmények közé tartoznak. Tehát kb. fiatalabb középpliocén-, esetleg legidősebb felsőpliocén korúaknak tekinthetők.

A második genetikai kérdés, hogy vajjon terraszaink illetőleg kavicsaink fluviálisak, vagy (állóvizi) parti eredetűek-e. A közelből nem ismert, nyilván távoli eredetű kőztféleségek keveredése biztosan közeli eredetűekkel a fluviális származás mellett szól, bárha a parti eredetet sem zárja ki teljesen. Ugyanis ilyen összetételű parti kavics keletkezhetett volna pl. akkor is, ha ez üledék egy ma már teljesen erodált, egykor azonban a Gerecse e részét is borító idősebb (pl. mediterránkorú) kavics, vagy konglomerát származéka lenne. Az a körülmény azonban, hogy aránylag sok alacsonyabb görgetettséggű kavics is van az üledékben (lásd a görög-kategoriák szerinti megoszlás fenti adatait), a parti eredet valószínűségét egészen lecsökkenti. Ha ugyanis a parti erozió az ilyen szélesebb terraszok kialakítására elegendő erős, úgy az együtt-képződő kavicsok uralkodóan igen magas görgetettséggűek lennének. Terraszunkat tehát fluviálisnak kell tekintenünk.

Kavicsaink kőzettani összetétele és kvareitjainak a Duna-üledékeknél alacsonyabb görgetettsége azt mutatja, hogy a terraszok anyaga uralkodóan nem „tipikus” dunai eredetű.

Kavicsunk összetétele viszont lényeges vonásai tekintetében megegyezik a Gerecse-hegység peremétől nyugatra mintegy 20 km-re telepített kisesém-pusztai furásainkban elkülönített mélyebb kavicsokéval,⁶ amelyek közvetlenül a felsőpliocén-korú, már normális dunai eredetű kavicsszintek alatt sztratigrafiai sorrendben következnek. Eme kavicsoknak is a legfontosabb elegrészei a világos színű különféle kvareitokon kívül a sötétszürke foltos és a rózsaszínű kvareit, a fekete kovapala, a grödeni típushoz kőzetanilag közelálló rózsaszínű homokkő-kvareit, a barna stb. szarukő és főleg a már jellemzett „mikrognéis”-szerű homokkő. Különböznek viszont e kavicsok a tárgyunkat képező Gerecse-hegységi magas terraszok kavicsától abban, hogy a világos, a különféle közönséges és a szemesés kvareitok

⁶ Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene, pp. 340—343.

százalékos mennyisége Kisesémnél nagyobb (73—78%) és ezeknek görgetettségi középértéke is magasabb. Összehasonlítás céljából a kisesémi furás 8.2 m-éből származó kavics borsó-diónyi világos (közönséges és szemeses) kvareitjainak görg. középértékét 15 mérés alapján meghatároztam és azt $cpv=2.7, 1.0, 6.3$ -nak találtam. Ez az érték gyakorlatilag teljesen egyezik a normális kisalföldi Duna-üledékével. — Ez adatok alapján a kisesémi mélyebb kavicsokat egy, a Bakony-Vértes csoport felől eredő mellékfolyónak a Duna-üledékével keveredő lerakodásaként foghatjuk fel.

A Gerecse-hegységi magas terraszok a sztratigrafiai helyzet alapján is megfelelnek a kisesémi mélyebb kaviesszintnek. A Duna felsőpliocén terraszra ugyanis a hainburgi áttörés vidékén már rohamosan lejt, a Kisalföldön pedig a fiatalabb Duna-szintek alá süllyed, de a keleti peremen, Győr után maga is újból a felszínre kerül és fokozatosan emelkedő terraszként a Gerecse-hegység szélénél 80 m relatív magasságot ér el. Innen kezdve Kéz vizsgálatai szerint az egész tágabb értelemben vett visegrádi áttörés területén kb. ebben a rel. magasságban marad. (Budapestnél azonban újból rohamosan süllyedni kezd és a Nagyalföldön, mint arra már monografiámban is utaltam, ismét a fiatalabb szintek alá kerül normális sztratigrafiai sorrendben. A Nagyalföldön még a *Viviparus böckhi* rétegeket is uralkodóan Duna-üledékeknek gondolom a monografiámban már részletesen felsorolt indokok alapján.) Másrészt ugyanebben a munkámban utaltam arra is, hogy a Kisalföld uralkodóan süllyedő medencéje a középpliocén óta fokozatosan mindinkább kisebb területre szorul. Mi következik mármost ebből a legrégebb, a felsőpliocénnél is idősebb kaviesszintre nézve? Az, hogy ez a kaviesszint még a Győr és a Gerecse közti peremi részen is sztratigrafiailag a felsőpliocén kaviesszint alatt fekszik és csak magán a Gerecse-hegységen kerül a felszínre, de itt természetesen már a legmagasabb terrasz gyanánt,⁷ úgy, mint azt jelen vizsgálataink igazolják.

A gerecsei magas terrasz (valamint a kisesémi mélyebb kaviesszint) anyagához meglehetősen hasonló hordalékot szállítottak a Kisalföld délkeleti peremének kisebb folyói, nevezetesen a dél felől, a Magyar Közép-hegységből eredő Marcal, a Pándzsa, a Bakonyér, és a Concó. A jellemző „mikrogneisz”-es homokkő, a sötétszürke foltos kvareit, a fekete kovapala, a barna szarukő és a (grödeni-re emlékeztető) rózsaszínű homokkő-kvareit e folyók pleisztocén üledékeinek is fontos elegyrészei.⁸ Sőt némileg hasonló ezekhez a rábaközi Répec-Rába-Marcal-törmelékkúpnak az ártézi furások által meglehetősen feltárt nagyobb mélységbeli kavicsa is: a szárföldi fúrásnak kb. 100 és 190 m mélységéből származó próbáiban a „mikrogneisz,” a sötétszürke foltos kvareit és a fekete kovapala szintén lényeges elegy-

⁷ Lásd idézett monografiám összefoglaló szelvényét (Abb. 29.), p. 387.

⁸ l. c. pp. 221—227.

rész.⁹ Mindezeket a kőzeteket tehát úgylátszik túlnyomóan a Magyar Középhegység mediterrán konglomerátjaiból származtathatjuk.

Végül távolabbi sztratigrafiai, de már nem kőzettani analogia gyanánt megemlíthetjük, hogy a Hnndsheimi-hegységen is a legmagasabb dunai eredetű kaviesszint felett egy, az ottani közeli déli peremi hegységekből származó kaviesszint következik,¹⁰ amelyet pl. a hainburgi főtemplomtól DK-re 2 km-re figyelhetünk meg.

A Gerecse-hegység magas terraszainak kavicsanyaga tehát nagyrészen szintén dél felől, éspedig pl. a Magyar Középhegység mediterrán konglomerátjaiból származhatik. E terraszok a kiscsémi mélyebb kaviesszintek körülbelüli sztratigrafiai és genetikai folytatását képviselik. Éppen ezért a Gerecse magas terraszait magának az ősi Dunának és nem egy régi mellékfolyójának képződményeként lehet értelmezni. Az akkori fiatal főfolyó hordalékában még a közeli peremi területek anyaga uralkodik, úgy, hogy kelet felé előrehaladva a távol nyugatról érkező elegyrészek rohamosan háttérbe szorúlnak. Ezért a gerecsei magas terraszok kavicsában a Duna-jellegek már alig ismerhetők fel.

Ilymódon mindinkább kibontakoznak a normális Duna-időszakot közvetlenül megelőző, kb. fiatalabb középpliocén-korú fluvialis idő körvonalai is. Ennek az időszaknak a maradványai a rhodani orogenezissel kialakult, azóta máig is megszakítás nélkül tartó szárazföldi korszak legelső képződményei közé tartoznak. Nyilván már ebben az időben kezdett a mai értelemben vett Duna működni. De az orogenezis utáni kezdeti heves erozió még uralkodóan a medence peremeiről származó anyagokat szolgáltatott. Csak később válnak túlnyomóvá a távolabbi nyugati területekről, az Alpokból és a Cseh Masszívumból származó kavicsok a Duna hordalékában.

A gerecsei magas terraszokat így már a Duna-rendszer legősibb képződményei közé sorolhatjuk.

*

* * *

Am Ostrande des Berzsek-Berges, 2 km südöstlich von der Gemeinde Lábatlan (nördliches Gerecsebirge, Ungarn) hatte Herr Dr. Sándor Vitális zwei hochgelegene Schotterterrassen entdeckt. Aus Gefälligkeit des Entdeckers konnte Verfasser dieselben näher untersuchen.

Ihre geologische und morphologische Lage ist teils aus beiliegendem Profil (siehe den ungarischen Text) zu entnehmen. (Die Verwerfungslinien wurden nach einem Profil von P. Rozlozsnik — Földt. Int. Évi Jel. 1920—1923-ról, p. 57. — eingetragen. Sie sind älter

⁹ l. c. p. 211.

¹⁰ l. c. p. 266.

als die fraglichen Terrassen). Die Terrassen liegen in einer relativen Höhe von etwa 170 m, bzw. 130—140 m über der Donau, d. h. 100 bzw. 60—70 m über dem annehmbaren hiesigen Niveau der oberpliozänen Donauterrasse. Diese letztere, oberpliozäne entspricht etwa der Laaerberger Terrasse von Wien, welche nach neueren Untersuchungen des Verfassers ebenfalls oberpliozänen Alters ist (siehe die Monographie des Verf.-s: Geologie der rumänngarländischen Kleinen Tiefebene, Sopron, 1938, pp. 149. 262.) Da die Terrassen über dem Laaerberger Niveau im Kisalföld noch ziemlich unbekannt, im Wiener Becken aber problematischen Ursprungs sind, sind die hochgelegenen Terrassen des Gerecse-Gebirges von grossem Interesse auch bezüglich der Entwicklungsfrage unseres heutigen Fluss-Systems.

Der hauptsächlich erbsen-nussgrosse Schotter der höheren Terrasse des Gerecsegebirges besteht aus etwa 38% hellen (meist gemeinen und schwach-körnigen) Quarziten, 4% dunkelgran-fleckigen Quarziten, 12% schwarzen Kieselschiefer mit weissen Quarzadern, 31% hellgrünlichen oder gelblichen feinkörnigen „Mikrogneiss“ artigen serizitischen Sandsteinen, 11% rötlichen-, brannen- und gelben Hornstein und daraus entstandenen rosafarbigem Quarziten und aus 4% meist rosafarbigem, teils dem Grödener Typus ähnlichen limonitischen Sandsteinen und Sandsteinquarziten. Besonders beachtenswert ist der erwähnte „Mikrogneiss“-artiger feinkörniger (durchschnittliche Korngrösse etwa 40—90-, maximale etwa 400 μ) serizitiseher Sandstein, welcher aus etwa 85% Quarz, 4% Feldspat und zwar meist aus sanerem Plagioklas mit Al_2SiO_5 und aus weniger Orthoklas, 1% Turmalin und Zirkon und aus ca. 10% serizitisch-muskovitischem Bindemittel mit Sphen-körnern und Biotit-Chlorit-Schüppchen, besteht.

Ähnlich ist die Zusammensetzung des Schotters der niedrigeren Hohterrasse, welcher aber grobkörniger und besonders in den grössten Fraktionen (etwa bis Kopfgrösse) auch mesozoische Karbonatgesteine örtlichen Ursprungs reichlich enthält. Abrollungsmittelwert der erbsen-nussgrossen hellen Quarzite: $cpr = 3.4, 0.5, 6.1$, bzw. in der höheren Hohterrasse 4.1, 0.5, 5.4, wobei sich die einzelnen Abrollungen etwa wie folgt verteilen: $1b^0 = 22\%$, $2a^0 = 7\%$, $3b^0 = 11\%$, $4a^0 = 60\%$. Cca. 75%, bzw. bei der tieferen Terrasse 50% der hellen Quarzite sind stark löcherig ausgelaugt.

Die beschriebenen petrographischen Eigenschaften weisen auf eine fluviatile Entstehung des Schotters hin. Das Schottermaterial — ohne den Karbonatgeröllen — entspricht fast vollständig dem des Schotterhorizontes unmittelbar unter der oberpliozänen Donauterrasse in der Bohrung von Kisesémpuszta am Ostrande des Kisalföld, 20 km weit vom Gerecsegebirge. Da die Horizonten der Randgebirgsterrassen im Beckengebiet schon in einer normalen stratigraphischen Lage untereinander liegen, sind die hochgelegenen Terrassen des Gerecsegebirges dem tiefen Schotterhorizonte von Kisesémpuszta stratigraphisch gleichwertig. Das Material aller dieser Schottervorkommnisse entstammt möglicherweise hauptsächlich vom Süden, meist

etwa den mediterranen Konglomeraten des ungarischen Mittelgebirges. Im erwähnten Schottermaterial der Bohrung von Kisesépuszta ist aber ansserdem noch eine grössere Menge von normalen Donaumaterial vorhanden. Es enthält nämlich einen viel grösseren Prozentsatz von hellen Quarziten mit der, dem normalen Donauquarzit-Abrollungs-mittelwert ziemlich entsprechende mittlere Abrollung von $cpv = 2.7, 1.0, 6.3$ bei Erbsen-Nussgrösse.

Die hochgelegenen Terrassen des Gereesegebirges gehören also offenbar zu den ersten, etwa jünger-mittelplozänen Ablagerungen des Urdonausystems. Sie sind unmittelbar nach der rhodanischen Orogenese entstanden und enthalten infolge der anfänglich heftigen Erosion eine besonders hohe, und nach Osten vorwärtsschreitend rasch zunehmende Schuttmenge aus den hiesigen Randgebirgen. Die hochgelegenen Terrassen des Gereesegebirges sind somit cca. altersgleich oder etwas noch älter, als die „prälaaerberger“ Donauterrasse am Hundsheimer Gebirge, beschrieben an der Seite 265. u. ff. der zitierten Monographie des Verf.s.

A NADAPI BARIT ÉS HEMATIT.

Irta: dr. Erdélyi János.

DER BARYT UND HÄMATIT VON NADAP.

Von dr. J. Erdélyi.

In dem Kontakt des Granits und Andesits, der im Gemeindesteinbrüche von Nadap (Komitat Fejér) angeschlossen ist, kommen mehrere Mineralien vor, die zum Teil schon seit ungefähr 30 Jahren bekannt sind. Diese Mineralien kommen am meisten in den Spalten und Hohlräumen des Andesits vor. So hat F. Schafarik Molybdänit und Fluorit¹ und B. Mauritz in zwei Abhandlungen Chabasit, Desmin, Heulandit und Epistilbit neben Calcit, Pyrit und Amethyst beschrieben.² Endlich hat E. Hunek Hämatit und Epidot gefunden.³ Diese interessanten Mineralien waren seit langem nur mehr als Seltenheiten zu finden, da der Betrieb des Steinbruches seit mehreren Jahre eingestellt war. Vor zwei Jahre wurde aber der Betrieb wieder aufgenommen und ausser den schon bekannten Mineralien fanden sich noch einige andere, hier bisher unbekannte.

Die formenreichen Kristallfragmente des *Baryts* wurden von Herrn Studienrat Dr. R. Streda aufgefunden und in dankenswerter Weise dem mineralogisch-petrographischen Institute der kgl. ung. Péter Pázmány Universität von Budapest zur Verfügung gestellt.

Die 2.5—5 mm dicken Kristalle des Baryts haben sich tafelförmig nach der Basis ausgebildet. Die zur Messung gelangten Kri-

stalle sind 0.5—1.5 cm grosse Bruchstücke, die nur an einem Ende der *a*-Achse messbare Flächen hatten. Auf Grund der an 5 Bruchstücken ausgeführten Messungen konnte ich folgende 10 Formen feststellen:

a {100}	u {101}
c {001}	d {102}
m {110}	D {302}
λ {210}	z {111}
η {320}	* δ_2 {827}

* δ_2 {827} und *D* {302} haben sich mit stark abgerundeten Flächen derart gestaltet, dass ihre mit den Flächen *u*(101) und *m*(110) gebildeten Kanten bogenförmig miteinander verschmelzen; ausserdem sind diese Flächen ziemlich korrodiert. Die Reflexe der * δ_2 (827) Flächen sind so verwischt, dass ihre Bestimmung auf grosse Schwierigkeiten stiess. Die gemessenen Winkelwerte stimmen mit den berechneten Werten gut überein. Die zwischen den berechneten Winkeln der der * δ_2 {827} Form zunächst stehenden Formen δ {414} und δ_1 {727} und dem gemessenen Winkel der neuen Form bestehenden Unterschiede sind viel grösser, als die Differenzen der Messungen. Zum Vergleich habe ich die bezüglich Angaben in einer Tabelle zusammengestellt:

	Gemessen	Grenzwerte	Berechnet*
(827): (110)	38° 40'	38° 3'—39° 30'	38° 40' 37''
: (001)	61° 20°	61° 4.5'—61° 47'	61° 59' 2''
: (100)	—	—	30° 6' 49''
(414): (001)	—	—	58° 41' 47''
: (100)	—	—	33° 9' 9''
(727): (001)	—	—	58° 51' 4''
: (100)	—	—	33° 32' 19''

Auf Grund der hier Gesagten sind die wahrscheinlichsten Indizes dieser abgerundeten Form : {827}. Zur ihrer Bezeichnung halte ich die δ_2 -Bezeichnung am geeignetesten, da sie den δ und δ_1 Formen nahe steht.

Die Resultate der Messungen gemeinsam mit den berechneten Winkelwerten gibt folgende Tabelle:

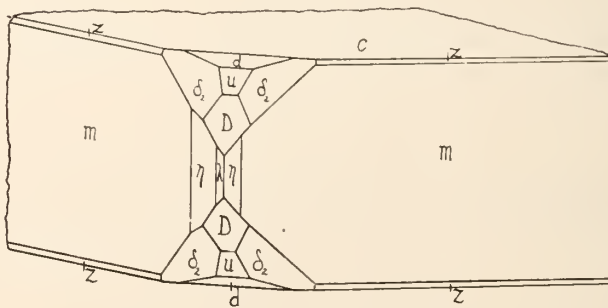
* Die berechneten Winkelwerte habe ich teils der Arbeit von Hintze entnommen, teils selbst mit dem Achsenverhältnis: 0.8152 : 1 : 1.3136 berechnet.⁵

	n.	Kr.	Gemessen	Berechnet*
m : a , (110) : (100)	2	1	39° 14'	39° 11' 11.5''
: λ , : (210)	2	2	17° 13.5'	17° 0' 40''
: η , : (320)	9	5	10° 39'	10° 39' 51.5''
c : u , (001) : (101)	9	5	58° 3.5'	58° 10' 36''
: d , : (102)	8	5	38° 46'	38° 51' 28''
: D , : (302)	5	3	66° 51.5'	67° 3' 15.5''
: z , : (111)	6	3	64° 19.5'	64° 18' 43''
m : z , (110) : (111)	5	3	25° 49'	25° 41' 17''
c : δ_2 , (001) : (827)	4	1	61° 20'	61° 59' 2''
m : δ_2 , (110) : (827)	3	1	38° 40'	38° 40' 37''

Die $a(100)$ Fläche kommt nur an einem Kristall vor; die $\delta_2(827)$ ist schon an mehreren Kristallen vorhanden, aber wegen ihrer Korrodierttheit gab sie nur an einem Kristall messbare Reflexe. Die $\lambda\{210\}$ Form kommt an zwei Kristallen vor, aber immer nur mit einer Fläche, mit (210) Indizes ausgebildet. Von der $\eta\{320\}$ Form gibt es in der Regel beide Flächen, an einem Kristall war aber das Flächenpaar nicht ausgebildet. $u\{101\}$ und $d\{102\}$ erschienen an jedem Kristall mit guten glänzenden Flächen. $z(111)$ wurde in Form von kaum sichtbaren, schmalen Streifen nur an drei Kristallen beobachtet.

Die Kombinationen sind: I. m, c, d, u, D, η , λ , z, δ_2 (s. Fig. 1); II. m, c, d, u, D, η , z, δ_2 (an zwei Kristallen) III. m, c, d, u, λ , η , z, δ_2 ; IV. m, c, a, d, u, η , δ_2 .

Fig. 1.



Der *Eisenglanz von Nadap* ist ein typisches, vulkanisches Sublimationsprodukt. Darauf weisen ausser den geologischen Verhältnissen auch der Habitus der Kristalle und die auftretenden Formen hin. Der Hämatit wurde von E. H unek meistens in den Hohlräumen des Andesits in Gesellschaft von Pyrit, und Calcit in Form kleiner, nach der Basis tafelförmiger Kristalle gefunden. Ausser der

Basis wurden von H unek noeh $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}2\}$ und $\{10\bar{1}5\}$ Formen beobachtet, letztere mit schwachem Reflex, er gab aber keine Winkelmessungen an. Das neue Vorkommen des Hämatits ist nicht im Andesit, sondern im Granit festgestellt. Der alte Eingang des Steinbruches wurde in der letzten Zeit vertieft, dann wurde ein grobkörniger Aplitgang von mehreren Meter Breite durchbroehen, dessen Bruchstücke auf die Halde vor dem Eingang des Steinbruches geworfen wurden. In den Spalten dieses grobkörnigen Aplits kam der Hämatit vor; seine Begleiter waren nur Pyrit und die manchmal gut entwickelten Feldspath- und Quarzkristalle des Aplits. Heute ist er schon nicht mehr zu finden, da im vorigen Winter das ausgebrochene Muttergestein zerfallen war.

Der Hämatit bildet meistens nur schwarze Streifen und Adern im Aplit, manehmal sitzt er aber an den Wände der Spalten in Form kleiner Schuppen, oder Platten mit gezaektem Rande. Bisweilen sind aber auch seharfe, glitzernde schwarze, oder bunte (blau, grün, oder violet angelaufene) Kristalle an den Wände der Spalten zu finden. Sie sind meistens nach der Basis tafelförmig gebildet. Ihre Durchmesser sind 1—5 mm, ihre Dicke 0.5—1.5 mm. Die vorherrschende Form ist ausser der Basis der r $\{10\bar{1}1\}$ Grundrhomboeder.

Die an 5 Kristallen gemessenen 8 Formen sind folgende:

Flächenbezeichnung	Bravais	Miller
c	$\{0001\}$	$\{111\}$
r	$\{01\bar{1}1\}$	$\{100\}$
e	$\{01\bar{1}2\}$	$\{110\}$
N	$\{05\bar{5}4\}$	$\{33\bar{2}\}$
a	$\{11\bar{2}0\}$	$\{10\bar{1}\}$
n	$\{22\bar{4}3\}$	$\{3\bar{1}\bar{1}\}$
z	$\{22\bar{4}1\}$	$\{7\bar{1}5\}$
X	$\{12\bar{3}2\}$	$\{2\bar{1}\bar{1}\}$

Die gemessenen und berechneten Winkelwerte der beobachteten Formen gibt folgende Tabelle. Die Rechnungen wurden mit dem Aehsenverhältnis: $a : c = 1 : 1.3654$ ausgeführt.⁶

	Kr.	n.	Gemessen	Berechnet
c : r , (0001) : (10 $\bar{1}$ 1)	6	12	57° 34.5'	57° 36' 51"
: z , : (22 $\bar{4}$ 1)	4	13	79° 39'	79° 37' 27.5"
: n , : (22 $\bar{4}$ 3)	1	2	61° 12.5'	61° 14' 48"
: N , : (05 $\bar{5}$ 4)	1	1	63° 32'	63° 5' 42"
: e , : (01 $\bar{1}$ 2)	1	1	38° 6.5'	38° 14' 53"
: X , : (12 $\bar{3}$ 2)	1	2	64° 17'	64° 23' 0"
r : a , (10 $\bar{1}$ 1) : (11 $\bar{2}$ 0)	3	8	42° 55'	42° 59' 50"
X : X , (12 $\bar{3}$ 2) : (1 $\bar{3}$ 2 $\bar{2}$)	1	1	34° 35'	34° 20' 0"

Von diesen Flächen kamen $n(2\bar{2}43)$, $e(0\bar{1}12)$, $M(05\bar{5}4)$ und $X(12\bar{3}2)$ nur an einem Kristall vor. Zwillinge wurden nicht beobachtet.

An der Basisfläche sind parallel zu den Kombinationskanten des Grundrhomboeders dreieckige Einkerbungen zu sehen. Die $r(10\bar{1}1)$ Flächen sind fettglänzend, manchmal ein wenig abgerundet und haben Einkerbungen senkrecht zu den Kombinationskanten der Basis. Die Flächen der $n(224\bar{3})$ Form reflektieren spiegelartig.

Die $e(0\bar{1}12)$ wurde nur an einem Kristall in Form eines kleinen Trapezes beobachtet. Ihre Spiegelung ist mehrfach und verfließend. $N(05\bar{5}4)$ kam ebenfalls nur an einem Kristall vor, wo sie die stumpfere Polkante des $X\{12\bar{3}2\}$ Skalenoeders in Form eines schmalen Streifens abstumpfte. Dieser Skalenoeder gab gute Reflexe. Die $a(11\bar{2}0)$ Flächen stumpfen die Mittelkanten des Grundrhomboeders. Sie sind an jedem Kristall zu finden. (Fig. 2.) Manchmal sind sie ein wenig breiter. Ausserdem kommen noch horizontale Einkerbungen an ihnen vor. Diese Kerben entstammen, wie die Messungen zeigen, aus der Wiederholung der Flächen der hexagonalen Bipyramide II. Stellung $z\{22\bar{4}1\}$. (Fig. 3.)

Die Kombinationen sind:

I. c, r, a.; II. c, r, a, z.; III. c, r, a, z, e, n, N, X.

Fig. 2.

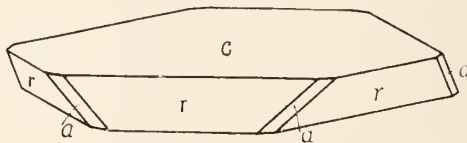


Fig. 3.

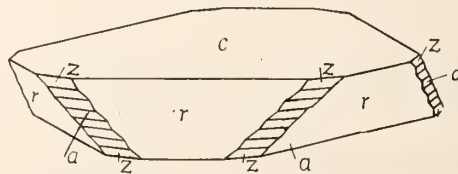
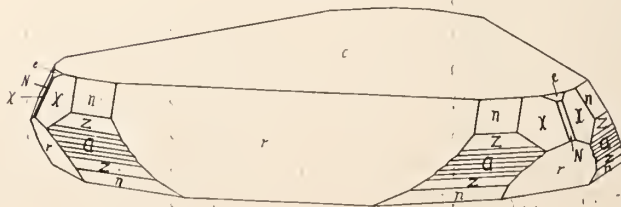


Fig. 4.



Die letzte Kombination beobachtete ich nur an einem Kristall, der verzerrt war. Herrschende Flächen sind die Basis und die oberen Flächen des Grundrhomboeders. Die übrigen Flächen haben sich nur an den positiven Enden der Neben-Achsen ausgebildet. Diesen Kristall zeigt Fig. 4. in seiner natürlichen Entwicklung. Den Kombinationen I. und II. ähnliche wurden von K. Zimányi an den Hämatiten vom Kakukberg und von Déva beschrieben.⁷ Nach der statistischen Arbeit von H. Biäsch⁸ ist die Kombination I. von 12 Fundstellen, die Kombination II. von 1 Fundort bekannt. Die Kombination III. wurde nicht erwähnt.

Die horizontale Streifung der $a\bar{1}120$ Flächen beobachtete K. Zimányi an den Hämatiten von Déva; darüber, dass die Kerben von den Flächen der Bipiramide $z\{22\bar{4}1\}$ verursacht werden, fand ich aber in der Literatur keine Angabe.

Trotzdem der Hämatit von Nadap schon längst bekannt war, müssen wir dieses Vorkommen als neu betrachten und damit wächst die Zahl der in Ungarn schon von mehreren Fundstellen beschriebenen Hämatite vulkanischen Ursprungs.

*

Diese Abhandlung wurde im mineralogisch-petrographischen Institute der kgl. ungarischen Peter Pázmány Universität von Budapest verfertigt.

*

IRODALOM—SCHRIFTTUM.

¹ F. Schafarzik: Mineralogische Mitteilungen. (Zeitschr. f. Krist. Bd. 48. S. 438.); Ásványtani közlemények. (Földtani Közlöny. 38. k. 590. o. 1908.)

² B. Mauritz: Über einen neuen Zeolithfundort. (Zeitschr. f. Krist. Bd. 48. S. 439.)

B. Mauritz: Zeolithen von Nadap. (Ebenda.)

B. Mauritz: Új zeolithlelhely. (Földt. Közl. 38. k. 190. o. 1908.)

B. Mauritz: A nadapi zeolithok. (Annales Musei Nationalis Hungariae. VI. k. 537. o. 1908.)

³ E. Hunek: Neuer ungarischer Fundort von zwei Mineralien. (Zeitschr. f. Krist. Bd. 53. S. 71.); Két ásvány új hazai termőhelye. (Földt. Közl. 40. k. 628. o. 1910.)

⁴ Fr. Pfaff: Ueber eine sehr flächenreiche Schwerspath-Kombination, und Ableitung ihrer Flächen aus deren ebenen Winkeln. (Pogg. Annalen, Bd. 102. S. 464. 1857.)

⁵ L. Colomba: Baryt von Brosso und Traversella. (Rendic. Real. Acad. Line. [5]. 15. 419—428. 1906. 2. Sem.) (Ref.: Neu. Jahrb. 1910, II, S. 361; Zeitschr. f. Krist. 44. 634. 1908.)

⁶ G. Melezer: Über Symmetrie und Achsenverhältnis des Hämatits. (Zeitschr. f. Krist. Bd. 37. S. 594. 1903.); A haematit szimetriájáról

és tengelyarányáról. (Magyar Chemiai Folyóirat. 9. k. 35. 53. 69. 86. o. 1903.)

⁷ K. Zimányi: Über den Hämatit vom Kakukberg. (Földt. Közl. 43. k. 451. o.)

K. Zimányi: Hematit a Kakukhegyről. (Földt. Közl. 43. k. 431. o. 1913.)

K. Zimányi: Eisenglanz vom Kakukberg in Ungarn. (Zentralbl. f. Mineral. Geol. und Paleont. Jahrg. 1908. S. 3—5; Zeitschr. f. Krist. Bd. 47. S. 301.)

K. Zimányi: Über den Hämatit vom Arany-Berg und von Déva im Comitát Hunyad. (Zeitschr. f. Krist. Bd. 51. S. 49—52.); Hematit az Aranyi-hegyről és Déváról. (Ann. Mus. Nat. Hung. 10. k. 263. o. 1912.)

⁸ H. Biäsch: Morphologische Untersuchung am Hämatit, unter besonderer Berücksichtigung des Vorkommens vom Piz Cavadri. (Tavetsch.) (Zeitschr. f. Krist. Bd. 70. S. 1—159. 1929.)

A BEREGKISFALUDI KŐHEGY (KAMNYANKA) KÖZETÉRŐL.

Irta: *Dr. Kulhay Gyula.**

VON DEM GESTEIN DES BEREGKISFALUDER STEINBERGES.

Von *Gy. Kulhay.***

A Beregszász—Kovácsréti vasútvonal középső szakaszán már messziről feltűnik a beregkisfaludi kőbánya szép, oszlopos elválású kőzete. A Kőhegy (Kamnyanka) a Munkács és Ilosva között lévő Háthegységhez tartozik s a beregkisfaludi vasútállomástól É-ra, kb. 1000 m távolságra magában a községben van úgy, hogy annak É-i oldala a Kőhegyet körülövezi és részben rá is telepszik.

Irodalmi adataink erről a bányáról nincsenek. A Monarchia geológusai közül Fr. v. Hauer, és Fr. v. Richtofen jártak erre. Meg is emlékeznek a Háthegységről (l. I. p. 453—455.), de a Kőhegy akkor még nem volt feltárva s az enyhe dombhát nem hívta magára a figyelmüket.

A terület földtani felépítéséről későbbi dolgozatomban szeretnék beszámolni, jelenleg csak nagy vonásokban vázolom a fontosabb képződményeket.

A Háthegység az Északkeleti Kárpátok belső, vulkanikus övének a legbelsőbb tagja. ÉNy—DK-i csapásban (21^h) Munkácestől Ilosvaig húzódik s ÉK felől az Ilosva-patak választja el élesen a

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1939. dec. 13-ik szakülésén.

** Vorgetragen in der Fachsitzung der Ungarischen Geologischen Gesellschaft am 13. XII. 1939.

Borló—Gyil hatalmas tömegétől, DNy felől pedig enyhe dombsorozattal lejt a Szernye síkságába. Jellemző a Borló—Gyilhegységre, hogy csaknem teljes egészében andezittufák, andezitbreccsiák és andezitkonglomerátumok építik fel, a lávaömlés a hegységben alárendelt volt s inkább telérekre szorítkozott, mint lavatakarókra. Így van ez a Háthegységben is, ahol a szarmata üledékekre települő tufákat utólag törte át a kevés piroxén-andezit. Az *Ervilia podolica*-t (Eich.), *Mactra podolica*-t (Eich.), *Cardium plicatum*-ot (Eich.) tartalmazó alsó szarmata agyagra és homokra előbb egy teresztrikus tarkaagyag és konglomerátum települ, majd jelentékeny vastagságban finomabb tufa s erre a durva andezitkonglomerátum következik. Ezt a rétegsorozatot törték át azután az andezit



a



b

Fig. 1. ábra. Fejtérszlet a beregkisfaludi Kőhegy andezitbányából, a. a bánya nyugati oldala, b. a bánya déli oldala.

kitörések. Munkács körül több kis réteges-vulkán (strato vulkán) képződött, a Velki Kámen-től kezdve alig pár méter széles telér alakult ki, ez Medence községnél hirtelen elvégződik s Medence, Beregkisfalud és Ilosva között több lakkolitszerű képződmény alakult ki. Alá látszik támasztani ezt a feltevést az a körülmény, hogy a beregkisfaludi Kőhegy az ÉK-i oldalán kissé felemelte a növénylenyomatos, csillámos agyagot, s ezek a rétegek tőle 3^h irányban eldőlnék, viszont a DNy-i oldalon, alsóbb szintben csaknem vízszintesen fekszenek. A kőzet szemnagysága is feltűnően megváltozik

Munkáestól Beregkisfalud felé haladva. Munkács körül egészen a Velki Kámen-ig igen finom, csaknem fekete andezitokat találunk, ezekben porfiros kiválást alig látunk szabadszemmel, a Velki Kámen-től kezdve feltűnnek az apró sárgásfehér földpátbeágyazások s ezek állandóan nőnek, a kőzet szürkés árnyalatú lesz tőlük, Medencénél azután a kikristályosodás már sokkal előrehaladottabb, megjelennek a 1.5 cm-t is elérő augitok s a földpátok is elérik a 0.5 cm-t.

A beregkisfaludi Kőhegy eliptikus alakú, hosszabbik átlója kb. 1200 m, rövidebbik kb. 600 m, tengelye párhuzamos a Háthegeység gerincével, de nem esik egyvonalba vele, hanem kb. 6—700 m-re van tőle DNy-ra. A hegy délkeleti harmadában nyeregszerű horpadás van, ez egy DK-i magasabb zömök és egy ÉNy-i alacsonyabb lankás részre osztja. A fejtés a DK-i rész déli oldalában van.

Feltűnő a kőzet oszlopos elválása. Az oszlopok 30—60 cm átmérőjűek, de lefelé haladva némelyik eléri az 1 m-t is. Az oszlopok ugyanis nem párhuzamosak egymással, hanem felfelé állandóan keskenyedve egy közös pontba tartanak. A vastagság csökkenése sem egyenletes, ezért az oszlopok felfelé haladva egymásra borulnak s így tulajdonképpen héjas-oszlopos elválási alak jön létre. (Lásd 1. ábra.) A hegy fejtési oldalán lévő végében két ilyen központ figyelhető meg; az egyik a D-i oldalon van s a fejtés csaknem elérte, a másik ÉK-re távolabb esik a fejtéstől. Ha a helyszínen gondosan megfigyeljük az oszlopok elvégződéseit, feltűnik, hogy a fejtés milyen egységes tömböt bontott meg. A külső oszlopok csaknem hiány nélkül követhetők a csúcsig s csak igen kevés pusztulhatott le belőlük. Igen valószínű, hogy az erupció felszínre jutása és a terület legfiatalabb képződményének, a nyiroknak a letelepedése között nem telhetett el nagy idő. Ez a körülmény is igazolná az erupció fiatal voltát.

Már első tekintetre feltűnik a kőzet rendkívüli üdesége. Színe sötétszürke, szürkésfekete. Bányanedves állapotban igen jól hasad és megütve friss, csengő hangot ad, ez azt bizonyítja, hogy a kőzetben repedések, törések nincsenek. Elsőrendű útburkoló kockakő és járdaszegélykő hasítható belőle. Hasításkor a repeszdarabok nagyon élesek és a szegélyükön áttetszők.

Szabadszemmel nézve először a nagy 1.5 cm-t is elérő piroxének tűnnek fel, számuk nem nagy; elszórtan sugaras csoportokba verődve fordulnak elő. Sokkal nagyobb a földpátbeágyazások száma. Színük szürkés-sárgásfehér, a kőzetdarabot mozgatva feltűnik a selymes csillogású ikerrovátkoltságuk. Megfigyelhetők még apró, elszórt, villogó fekete pontok is, ezek részben augitnak, részben magnetitnak bizonyultak.

Mikroszkóp alatt mégjobban érvényre jut a kőzet kiömlésbeli (effuzív) jellege. Az alapanyag részben üveges (hyalopilités) részben pedig nemezserű (pilotaxitos). A kettő aránya kissé a pilotaxitos szövet javára tolódik el. Keresztezett nikolok alatt a kettő jól elválasztható egymástól, mert az üveg sötét marad, míg a pilotaxitos szövet egymásba fonódó kristályrészeeskéi felvilágosodnak, illetőleg

kioltanak. Az alapanyagban földpát, hipersztén és augit beágyazás található, ezekhez járnl accessórikus elegyrész gyanánt a magnetit és nagyon kevés apatit.

A földpát uralkodó elegyrész. Ha az alapanyag mikrokristályaitól eltekintünk, akkor durva becslés szerint a kőzetnek mintegy 30 %-át teszik, szemben a 15 % piroxénnel és az 55 % alapanyaggal, de az alapanyag mikrokristályai között még magasabb százalékkal van képviselve. Csak plagioklásztt tudtam megfigyelni és mindig ikerlemezekben. Még az alapanyag mikrolitjei is ikerlemezesek. A leggyakoribb az albit fővény fellépése, sokkal ritkább a karlsbadi; rendszeren albit-karlsbadi konjugált ikrek és elvétve fordul elő a periklin törvény szerinti összenövés, albit lemezekkel.

A földpátok igen üdék, semmiféle elváltozás nem látható rajtuk. Legtöbbször a hasadás is igen gyengén jelentkezik, repedezettség pedig csak a esiszolatok szélein látható, ahol erős volt a mechanikus behatás. Alakjuk nagyon változatos. Általában táblás alakúak a c-tengely irányában kissé megnyúlva, de az élek nem egyenesek. Magmatikus korróziót nem lehet rajtuk megfigyelni. A zónás egyének is ritkák s akkor is nagyon gyenge zónásság lép fel, kissé bázisosabb maggal. Érdekes, hogy háromféle zárványtípus figyelhető meg bennük. Lásd 2. ábra. 1. Üvegzárványok. Rendszeren a földpát belsejében vannak a szélek felé hiányoznak, úgyszólván mindig a belső szerkezetet követik, az egyén külső alakjától függetlenek; vagy összefüggően vannak a kristály belsejében, vagy pedig zónásan helyezkednek el, olykor salakosak és apró magnetittal vannak telehintve. 2. Piroxén mikrolit zárványok. Mindig a földpát legkülső héjában találhatók, nem a belső szerkezetet, hanem a külső alakot követik. Könnyen felismerhetők (illetőleg az előbbiektől megkülönböztethetők) az által, hogy keresztezett nikolok között élénk interferencia színeik vannak (sárga, sárgászörös, kék). 3. Augit zárványok. Nagyobb, 60—100 mikron nagyságúak, rendszeren legömbölyödött augit szemek teljesen szabálytalanul elszórva a földpát belsejében.

Némelyik földpátban fellép mind a három zárványfélétség, de van sok teljesen víztiszta, zárványmentes egyed is.

A földpátok két generációban jelentkeznek. A nagyobb szemek átlagos nagysága hosszanti irányban: 1.4 mm, 1.8 mm, 1.7 mm, 1.6 mm, 2.0 mm, 2.2 mm, 1.9 mm; erre merőlegesen: 0.3 mm, 0.6 mm, 0.5 mm, 0.86 mm, 0.74 mm. Szabadszemmel megfigyelhetők nagyobb szemek is, de ezek esiszoláskor rendszerint eltöredeznek. A második generáció sokkal kisebb és átlagosan 20—100 mikronra becsülhető.

A földpátok törésmutatója minden irányban nagyobb a kanadabalzsaménál, már ez is bázisosabb tagokra utal.

A szimmetrikus övben (zónában) mért legnagyobb kioltások:

$\pm 31^{\circ}30'$	$\pm 32^{\circ}$
$\pm 31^{\circ}15'$	$+ 34^{\circ}$
$\pm 32^{\circ}50'$	$\pm 27^{\circ}45'$

A fenti adatoknak számtani középáránya $\pm 31^{\circ} 33'$, a (010)

lapon a bázislap hasadásához mért kioltás 22° , a konjugált albit + karlsbadi ikreken mért szimmetrikus kioltások:

1 és 1'	$\pm 4^\circ 40'$
2 és 2'	$\pm 32^\circ$
1 és 1'	$\pm 5^\circ$
2 és 2'	$\pm 32^\circ$

Ezek az értékek nagyon állandóaknak látszanak, ami a földpátok egyöntetűségére vall. Eltérést csak a ferde metszeteknél látnunk, de ezek könnyen felismerhetők, mert az ikerlemezek rajtuk nem élesek, elmosódtak.

A fenti adatok alapján a földpátokat a labrador sorba sorozhatjuk, mégpedig a bázisosabb labradorokhoz. Az összetételük Ab_{43} — An_{55} és Ab_{40} — An_{60} között van. (Dupare és Reinhard szerint, l. 5. p. 778—795.)

A második generációnál sem lehet lényeges eltérést találni a kioltások között, ezeknek az összetétele is labrador jellegű.

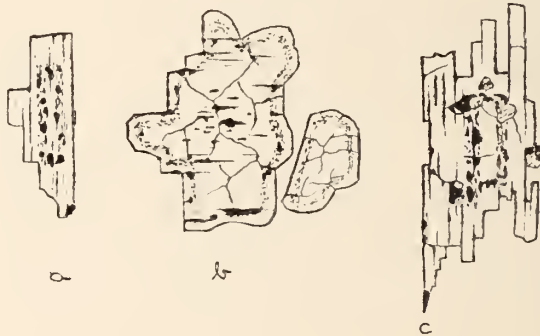


Fig. 2. ábra. a. kissé salakos, üveges alpanyagzárvány apró magnetittal, b. igen apró piroxén mikrolitekből álló zárványkoszorú, c. augit-zárványok.

A földpátoknál beszélhetnénk tulajdonképpen egy harmadik generációról is, nevezetesen az alpanyag mikrolitjeiről és kristályvázairól. Nagyobb nagyításnál ezek oszlopos természetű, idiomorf kristálykáknak látszanak, kioltásuk meglehetősen ferde, de pontosan nem lehet ellenőrizni, ezért a meghatározásuk is csak hozzávetőleges. Úgy látszik, hogy ezek is labradorok, de valamivel savanyúbbak, mint a makroporfiros kiválásúak.

Piroxének jóval kisebb arányban fordulnak elő, mint a földpátok. Szabadszemmel nem lehet különbséget tenni köztük, de vékonyesizolatban hipersztén és augit ismerhető fel.

A hipersztén idiomorf, kristályai a c-tengely szerint megnyúlt oszlopos természetűek, de a terminális formák az oszlopok tetejéről hiányzanak. Metszetben gyakran csak a három véglap ismerhető fel. Majdnem mindig ikrekben jelentkeznek. Rendesen a (011) szerint juxtapozícióban nő össze két egyén könyökalakban, de megfigyeltem

egy hatalmas keresztalakú átnőtt (penetrációs) ikret is. Igen érdekes, hogy a teljesen szabad hipersztén kristály nagyon ritka. Csak a legnagyobb, 10—15 mm-es kristályok úsznak egyedül az alapanyagban. A kisebb termetű egyedeket csaknem mindig augit koszorú veszi körül. Az augit egy darabig orientáltan nő tovább, úgy, hogy párhuzamos nikolokkal nézve egy kristálynak gondolnánk, csak keresztezett nikolok alatt tűnik ki, hogy augit zóna veszi körül a hipersztén kristályt. Ez az augit zóna ritkán homogén, legtöbbször azonban szemesezett, a szemesék közül a hiperszténnel érintkezők azonosan oltanak ki, a tőle távolabb esők azonban a legkülönbözőbb irányban. A legtöbbször az augit buroknak nincsen határozott külső alakja sem, hanem a szemesék a határfelületen szétrajzanak az alapanyagba. Olyan a kép, mintha a hipersztén vonzotta volna az augit szemeket s azok a megmerevedés miatt nem tudtak mind hozzáfutni. A hipersztén és az augit összenövésének számos változatát Mauritz B. dr. írta le a Mátrából. (Lásd 3 p. 46—47.) Ebben a kőzetben is teljesen hasonló összenövések találhatók.

Maga a *hipersztén* üde. Pleochroossága gvenge: a = egészen világos sárga, b = gyengén rózsaszínes, c = kissé zöldessárga. A szemek nagysága 1—3 mm, de előfordulnak 10 mm-es szemek is. Csak egy generációt tudtam megfigyelni. Kioltásuk egyenes. Az optikai tengelyek diszperziója nagyon szembetűnő: $\rho > v$. Zárványként a hipersztén alapanyagot, földpátot, augitot, magnetitot és elvértve egy-egy apatit szemesét tartalmaz. Az alapanyag zárvány vagy tiszta üveg, vagy salakos. Az üvegzárvány rézsaszínű, 15—20 mikronnál sohasem nagyobb és rendszeren kis buborékot is tartalmaz. A salakzárványok nagyok, a hasadások mentén helyezkednek el és gyakran földpátlécek vannak bennük. Az augit legömbölyödött szemesék alakjában van benne jelen. Sem utóvulkános, sem légkőri hatású (atmoszferikus) mállást a hiperszténen nem észleltem.

Az *augit* két generációban van jelen. Kristályai aprók. Rendszeren a hipersztént övezik, de előfordulnak szabad egyedek is, ezek majdnem minden esetben a (100) szerinti poliszintetikus ikrekben jelentkeznek. Saját alakjuk úgyszólván soha sincs. A határvonalak augit szemesékbe mennek át. Maguk a nagyobb szemek is sokszor apróbb szemesék halmazából állanak s ezek közt plagioklász lécek is vannak. Színük világos sárgásbarna, sokszor csaknem színtelen. Homokóra szerkezetet, vagy pleochroosságot nem tudtam megfigyelni rajtuk. A c : c-hez 34—47 fok között nagyon változatos. Ez egyrészt annak is következménye, hogy a mérések igen nehezek a rossz alak miatt s az (110) szerinti hasadás az augitnál nem olyan éles, mint a földpátok hasadása. *A fenti tulajdonságok diopszidos augitra valának.*

Az augit második generációja az alapanyagnak igen jelentős hányadát képviseli. Majdnem egyensúlyban áll a földpát mikrolitokkal. Nagyobb nagyításnál a kis szemek idiomorfoknak látszanak. A kioltásuk 36°—44° között van, ez szintén diopszidos augitra utal.

A magnetit nagyobb 80—100 mikronos lemezkékben és egészen apró 2—10 mikronos pontokban jelenik meg. Gyakoriak az oktaéder szerint kialakuló vázak. Egyik esetben nagyon szép kristályvázat figyeltem meg. Szabályszerű, magnetitból álló, oktaéder tengely-

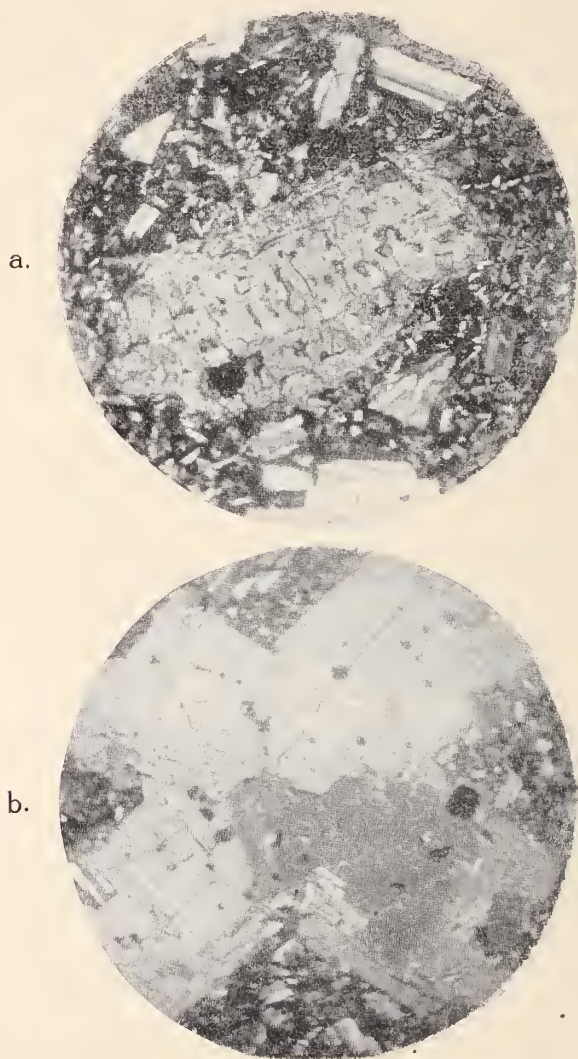


Fig. 3. ábra. a. hipersztén iker a (021) szerint, b. hipersztén augit koszorúval.

kereszt végein kis magnetit oktaéderek ültek. Különösen sok magnetit szemese van az alapanyag üveges részleteiben. Ez adja a kőzet sötét színét is.

Apatit igen kevés van a kőzetben. Egy két zömökebb kristálykája a hiperszténben figyelhető meg.

A kiválási sorrendben a járulékosok (apatit, magnetit) kiválási után a hipersztén következett, de rögtön megkezdődött az augit és a földpátok kiválása is, mert a hiperszténben is találunk már földpát és augit zárványt.

Magmatikus resorpeiót egyetlen ásványnál sem tapasztaltam.

A kőzet elemzését V o g l M á r i a dr. volt szíves elkészíteni, amiért ezúton is köszönetet mondok.

Az elemzés adatai a következők:

	súly %		mol. %	
SiO ₂	53,89	}	60,82	
TiO ₂	1,25			
Al ₂ O ₃	17,31	}	11,26	
Fe ₂ O ₃	1,76			
FeO	7,54			
MnO	0,13			
MgO	4,78		7,87	fajsúly: 2,80 ⁷
CaO	5,46		6,46	
K ₂ O	1,97		1,39	
Na ₂ O	3,42		3,66	
P ₂ O ₅	0,24		—	Elemző:
CO ₂	ny		—	Dr. V o g l M á r i a
H ₂ O —	1,65		—	
H ₂ C +	0,25		—	
Összesen:	99,65%		100,00%	

Paraméterek Osann szerint: s = 60,82; A = 5,05; C = 6,25; F = 16,66; a = 5,42, c = 6,66, f = 17,92, n = 7,26, sor = β, k = 1,02, P₂O₅ = 0,24 súly %. A kőzet a St. Egidii típusához hasonlít.

Amerikai (C. I. P. W.) értékek: Q = 4,08, or = 11,69, ab = 28,84, an = 25,03, c = 0,41, hy = 21,94, mt = 2,85, il = 3,04, ap = 0,67, H₂O = 1,90 összesen: 99,95%. A kőzet symboluma: II. 5. 3. 4.

Niggli értékek: si = 151,9; al = 28,7; fm = 41,7; c = 16,8; alk = 12,8; k = 0,72; mg = 0,47; qz = + 0,9; ti = 3,2; p = 0,28; c/fm = 0,40; metszet = III/IV. Magmatipus = normaldioritos.

Ha a fenti értékeket össze akarjuk hasonlítani más, hazai andezitekkel, akkor rögtön látjuk, hogy a cserhádi és mátrai andezitekkel igen közeli rokonságban áll a kőzet. (Lásd M a u r i t z B. dr. 3. p. 103—106 és p. 116. Reichert dr. 2. p. 81. és Vendl A. dr. munkáit. 4. p. 526.)

Már a hipersztének leírásánál is említettem, hogy nagyon hasonlóak a mátrai andezitek hiperszténjeihez. Ez a hasonlatosság kémiai tekintetben is fennáll. Kőzetünkben elsők az alacsony kovasav tűnik fel. Majdnem teljesen hasonló értékeket találunk a Mátrában és a Cserhátban is, ezeken a helyeken a kovasav átlagosan 54% körül mozog, de a nagybátányi Sósberék déli kőbányájában (lásd 3. p. 89—90.), a nagybátányi Ördöglak völgyben és a kisjobbágyi Szárhegy déli oldalán (l. 3. p. 105—106.) az 53%, illetve az 52% alá süllyed. A Cserhátban a Hereesényi Vakarásdomb andezitje 53,06%, (l. 4. p.

526.) a Bereeli-hegy augitandezitja 53,75% (6. p. 313.) kovasavat tartalmaz. A kovasavhoz hasonlóan nagyon jól megegyeznek az Al_2O_3 , valamint az összes vas és összes alkáliák értékei is, esupán a Fe^{+++} és Fe^{++} , valamint a K és Na ionok aránya változik egy keveset.

Különösen feltűnő a megegyezés, ha a Osann és Niggli féle paraméter számokat hasonlítjuk össze. A külföldiek közül a St. Egidi áll a legközelebb hozzá.

	Osann paraméterek		
	a	c	f
Beregkisfalud, Kőhegy	5,42	6,66	17,92
Szurdok-Püspöki, Gyöngyös-Patai út	5,40	8,40	16,20
St. Egidi	5,25	8,25	16,50
Szanda-hegy	5,20	8,40	16,40

Ezek az értékek olyan jól egyeznek meg, hogy csaknem azonosaknak vehetjük őket. Hasonlóan jól megegyeznek a Niggli paraméterek is, esupán a Szanda-hegy si és qz értékeiben van egy kis eltérés. Ez azért adódik, mert a Szanda-hegy kőzetének a kovasava 56% fölött van, de a többi értékek között nincs nagy eltérés.

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	metszet
Beregkisfalud	151,9	+ 0,9	28,7	41,7	16,8	12,8	0,72	0,47	0,40	III/IV.
Berecsény	151,0	- 3,0	32,0	30,0	24,5	13,5	0,32	0,37	0,81	V.
Szurdokpüspöki	163,0	+13,0	31,5	31,0	25,0	12,5	0,31	0,36	0,81	V.
Szanda-hegy	164,0	+16,0	31,0	32,5	24,5	12,0	0,35	0,43	0,75	V.

Mind a négy kőzet a normáldioritos magmatípusba tartozik.

Mindezek alapjáú összefoglalásként azt mondhatjuk, hogy a *beregkisfaludi Kőhegy (Kamnyanka) kőzete hipersztén-augit-andezit*, magmatípusa normáldioritos és a mátrai, valamint a cserhádi hipersztén-augit-andezitokkal olyan közeli rokonságban áll, hogy csaknem azonosnak vehető velük.

A kiömlés ideje felső szarmata, vagy postszarmata. A kőzet rendkívül üde, rajta sem ntóvulkános, sem pedig kiterjedtebb légköri (atmoszferikus) mállás ninesen. Gyakorlati szempontból egyaránt alkalmas útburkoló-kőnek és díszítő-kőnek, (lábazat, sírkő).

(Készült a József Nádor Műszaki- és Gazdaságtudományi Egyetem Ásvány- és Földtani Intézetében. Igazgató tanár: Dr. Vendl Aladár.)

*

Der Steinberg von Beregisfalud liegt am S-O lichen Ende des Hát-Gebirges. Derselbe besteht aus Hypersthen-Augit-Andesit, ein Ausflnssgestein der oberen sarmatischen Stufe.

Die Grundmasse des Gesteines ist teils glasartig, teils aber mikrokristallin, darin sind Plagioklase, Hypersthen und Augite eingebettet. Die Plagioklase gehören zu der Reihe vom basischen Labrador mit $Ab_{45}-An_{55}$ bis $Ab_{40}-An_{60}$.

Chemisch steht das Gestein am Nächsten zur St. Egidisehen Type und ist mit den Piroxen-Andesiten der Mátra und Cserhát verwandt.

IRODALOM—SCHRIFTTUM.

1. Franz Ritt, v. Hauer u. Ferd. Frei, v. Richthofen: Bericht über die geol. Übersichts-Aufnahme d. IV. Sect. d. k. k. geol. Reichsanst., im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. B. X. 1859. p. 399.
2. Reichert Róbert dr.: A Szanda-hegy piroxén andezitja. Földt. Közl. LX. K. 1931. p. 76.
3. Mauritz Béla dr.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. Budapest. 1909. M. T. Ak. Math. és Term. Tud. Közl. XXX. K. 3. sz.
4. Vendl Aladár dr.: Über die Pyroxenandesite des Cserhátgebirges. (Ungarn) Miner. u. Petr. Mitteil. Bd. 42. H. 5/6. p. 491.
5. H. Rosenbusch und dr. O. Mügge: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. I. Bd. 2. H. Stuttgart. 1927.
6. Schafarzik Ferenc: A Cserhát piroxénandezitjai. M. kir. Földt. Int. Évkönyve. IX. K. p. 303.

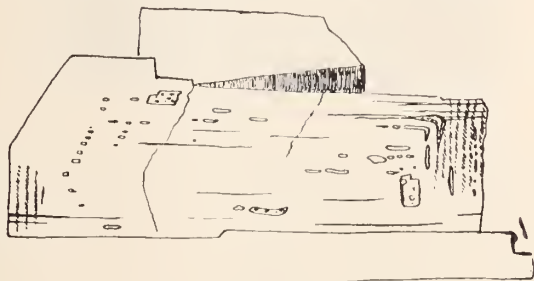
A SZKALKAHEGY KŐZET-FÖLDTANI FELEPÍTÉSE ALSÓMISLYE HATÁRÁBAN. (ABAÚJ M.)

Irta: *Kőrössy László.*

DER PETROGRAPHISCHE-GEOLOGISCHE BAU DES SZKALKABERGES BEI ALSÓMISLYE (KOM. ABAÚJ.)

Von *L. Kőrössy.*

Az Eperjes-Tokaji hegység nyugati oldalának Alsómislye-Szkáros nevű falvak közé eső részével mindeztideig nagyon kevesen foglalkoztak földtani szempontból. Mindössze Heinrich Wolf végzett itt földtani megfigyeléseket. (Das Eperjes-Tokajer Gebirge zwischen Skáros und Herlein. Verhandlungen d. k. k. g. R. A. 1869. Nr. 11. p. 244—

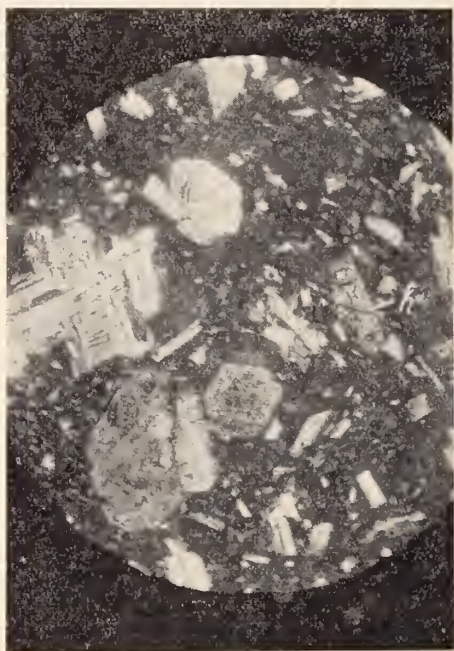


1. ábra.

246.) Rövid leírásában megállapítja, hogy a hegység e részének trahitjai az andezitek közé tartoznak, megjelenési formáik lávák és függőleges falu „dörzsbrecesák“. Valószínűleg szintén Wolf készített erről a vidékről 1:144000 arányú kéziratos térképet is, amin andezit, trahitláva, réteges trahittufa és lösz szerepel. Szádeczky-Kardoss Gyula és Sóbányi Gyula említették még meg ezt a területet, de részletesebben nem foglalkozott vele senki.

Alsómislyétől K-re, kb. 1 km.-re meredek szikla emelkedik az Ósva-folyó jobb partján a Szkalka. Az Ósva derékszögű kanyarral öleli körül a Szkalka lábát. Az előbb említett térkép a Szkalkát trahit tufából állónak jelzi. A közel multban kőbányát nyitottak e helyen s a szikla nagyrészét lefejtették, jelenleg nincs üzemben.

A kőbánya feltárásában sárga, vörös, limonitos kőzetet látunk. A repedéseket és az ezek mentén levő mállott, likaesosabb kőzetrészeket vörösbarna, sárga limonitos por, vagy rideg májopálszerű anyag tölti ki. A kőzet ép részeit lefejtették a repedések mentén elváltozott részeket ott hagyták. Ezek a hajdani repedéskitöltések most 10–15 m. magas falakként több részre osztják a kőbányát.



2. ábra. A Szkalka-hegy andezitje. 75×.

A Szkalka ép kőzete világos kékesszürke színű, alul vastagpados, felül vékonyabb lemezes. Feküje nincs feltárva. Fedője fehér elkaolinoszodott porózus, helyenkint elkovásodott kemény riolituffa. Ennek az alsóbb részein fej-, néha egy köbméter nagyságot is elérő legnagyobb részt feketeszínű gömbalakú bombák vannak a tufába ágyazva. Ezeket a feketeszínű köveket sokszor hófehér 3–4 em. vastag porózus kéreg veszi körül. A tufa elkovásodott részében *Potamides mitralis Eichw.*, *Cardium obsoletum Eichw.*, *Cerithium rubiginosum Eichw.* vázai vannak. Üregük víztiszta opálos anyaggal telt meg. A tufa fölé lész települ, mely Ny.-felé mind vastagabban borítja a felszínt.

A Szkalka ép kőzete világos kékesszürke színű. Makroszkóposan 3–4 mm. fehér földpátokristályok és apró fekete piroxének látszanak benne. Törési felülete érdes. A kőzet finoman likaesos.

Mikroszkóp alatt szembetűnik, hogy a kőzet szövete mikro holokristályos, porfiros, helyenként miarolitos. A porfiros elegyrészek iránytalan szemeseően rendeződnek el az alapanyagban.

A holokristályos alapanyag mikrolitjai túlnyomórészt földpátok, szemnagyságuk 0,015—0,05 mm. A nagyobb beágyazások közül uralkodnak a földpátok. Ezenkívül hipersztén és augit észlelhető, a hiperszténben és kristályai közelében apró magnetit figyelhető meg.

A kőzet ásványösszetétele térfogatszázalékban kifejezve:

alapanyag 46%	szemnagysága kb. .	0,015—0,05 mm.
földpát 41%	„ 0,4—4 mm.
hipersztén 7%	„ 0,2—6 mm.
augit 4%	„ 0,15—0,5 mm.
miarolit 2%		
magnetit	... nyomok.	„	0,015—0,03 mm.

A földpátok legnagyobbbrészt üdék, fehérek. Részben nagyobb beágyazások, részben az alapanyag mikrokristályos elegyrészei alakjában jelennek meg. Általános az albit-ikertörvény (010) szerinti összenövés. A karlsbádi iker (100) szerinti összenövések ritkábbak. A (010) lapon növekedési ismételt (rekurrens) zónás szerkezet figyelhető meg a határoló kristály lapokkal párluzamosan. A zónás földpát belső része a legbázisosabb: $An_{72}Ab_{28}$, bázisos labradorit. A külső zónában $An_{37}Ab_{63}$ vagyis andezin összetételű. Gyakoriak benne az üvegzárványok. Ezek a növekedési és hasadási irányokkal párhuzamosan helyezkednek el. Alakjuk tojásdad lekerekített négyszögletes sokszor hosszúkás és derékszögben hajlott. (l. I. ábra.) Nagyságuk 0,01—0,02 mm.

Az alapanyag földpát mikrolitjai savanyúbbak, mint a nagyobb földpátok: $An_{33}Ab_{67}$ tehát andezin összetételűek.

A hipersztén a földpát után a leggyakoribb elegyrész. Kristályai e tengely irányában megnyult karesú oszlopok. A nagyobbak zömökebbek. (100) (010) (110) ($\bar{1}11$) lapok határolják. (010) (011) és (043) szerint ikreket alkot. Utóbbi esetben $e : c = 75,5$ fok. Megfigyelhető (110) és (100) szerint hasadás a e tengelyre közel merőlegesen pedig elvállás. Gyengén pleochroos: a szalmasárga, c kékeszöld. Idegen zárványokat gyakran tartalmaz. Leggyakoribb a gömbölyded üvegzárvány, de az automorf magnetitek sem ritkák.

Az augit legnagyobbbrészt elmosódott körvonalú, kiesi és nem oly gyakori, mint a hipersztén. Ritkán fordul elő élesebb kristályokban ilyenkor (100) (110) (010) kombinációja. A e tengelyre merőleges metszeten jól látszik a hasadás. Ikerösszenövés ritka (101) és (100) szerint. Keresztezett nikolok közt az egységes augit számos különbözőképen orientált szemecskéből összetettnek bizonyul. A kioltása 45 fok. Ritkán üvegzárvány van benne szabálytalan helyzetben.

Előfordul, hogy a hipersztén és augit párhuzamosan összenőtt: a hipersztén két oldalán augit van. Az összenövési lap az első véglap. Az augit eszerint fiatalabb a hiperszténnél.

A kőzetben előforduló ére magnetit. Vannak nagyobbak, 0,045 mm és kisebbek, 0,01 mm. A nagyok idiomorfok, a kisebbek kevésbé. Az alapanyagban és a hiperszténben zárványként fordul elő.

A Szkalka ép kőzete ezek alapján *hiperszténaugitandezit*. Feltűnően hasonló a Mauritz Béla egyetemi tanár úr által a Mátrából leírt hiperszténaugitandezitekhez, nemcsak az ásványos összetételénél fogva, hanem az egyes ásványok apróbb tulajdonságai (ikerképződés, hipersztén és augit párhuzamos összenövés, augit mozaikszerű összetétele) révén is. (Mauritz B. A Mátrahegység eruptív kőzetei 1909.) A kőzet kikristályosodásának folyamatai ezek szerint hasonlóak voltak a mátrai andezitekéhez.

Mivel a kővületek alapján alsószarmata korú riolittufa fedi, valószínű, hogy a Szádeezky-Kardoss Gyula (Sátoraljaújhelytől ÉNY-ra Rudóbányáska és Kovácsvágás közé eső terület geológiai és kőzettani tekintetben. Földt. Közl. 1897. XXVII. köt. p. 273.) Pálfi Mór (Adatok a Tokaji hg. harmadkori erupeioinak viszonyaihoz. Földt. Közl. 1927. LII. köt. p. 67.) és Hoffer András (Geológiai tanulmányok a Tokaji hg.-ből. Debreceni Tisza I. Társ. Honismertető Biz. Kiad. II. k. 1925—26. I. füzet.) szerinti felsőmediterránkori piroxénandezitek csoportjába tartozik.

TÁRSULATI ÜGYEK. — GESELLSCHAFTSANGELEGENHEITEN.

1937. április 7. Szakülés.

1. **Sigmond Elek**: Újabb szikképződési elméletek és szikjavítási tanácsok.
2. **Bulla Béla**: A pleisztocén lösz a magyar medencében.

1937. május 5. Szakülés.

1. **Pávai Vajna Ferenc**: A máramarosi Iza-völgy szerkezeti viszonyairól.
2. **Balyi Károly**: Újabb adatok a galenit elektromosságához.
3. **Simon Béla**: A Budapesti Földrengési Observatórium.

1937. október 13. Szakülés.

1. **Szücs Mária**: Adatok Pilismarót környékének kőzettani ismeretéhez.
2. **Miháltz István**: Keverék-fajsúlyú anyagok iszapolásáról.
3. **Jaskó Sándor**: Pleisztocén éles kavicsok a déli Bakonyból.

1937. november 10. Szakülés.

1. **Mauritz Béla**: A Badaesony bazaltjának kőzettani érdekességei.
2. **Vajk Raul**: Geológiai szerkezetek gravitáció hatása különleges esetekben.

1937. december 1. Szakülés.

1. **v. Lengyel Endre**: Cristobalit Sárospatak környékéről.
2. **Balyi Károly**: Az ingás sklerométerrel kapcsolatos kérdések.
3. **Bartkó Lajos**: Rákosszentmihály és környékének földtani és őslénytani adatai.

