

# ACTA GEOLOGICA

(REM CRYSTALLOGRAPHICAM, MINERALOGICAM, PETROGRAPHICAM,  
GEOCHIMICAM PALAEOONTOLOGICAMQUE INCLUDENTIA)

ACADEMIAE SCIENTIARUM  
HUNGARICAE

REDIGIT  
E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS XII

FASCICULI 1-4



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST  
1968

ACTA GEOL. HUNG.

# ACTA GEOLOGICA

## A MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDTANI KÖZLÖNYE

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL: BUDAPEST V., ALKOTMÁNY UTCA 21.

Az *Acta Geologica* német, angol, francia és orosz nyelven közöl értekezéseket a földtan és a rokon tudományok köréből.

Az *Acta Geologica* változó terjedelmű füzetekben jelenik meg: több füzet alkot évenként egy kötetet.

A közlésre szánt kéziratok a következő címre küldendők:

*Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.*

Ugyanerre a címre küldendő minden szerkesztőségi és kiadóhivatali levelezés.

Az *Acta Geologica* előfizetési ára kötetenként belföldre 120, külföldre 165 forint. Megrendelhető a belföld számára az Akadémiai Kiadónál (Budapest V., Alkotmány utca 21. Bankszámla 05-915-111-46), a külföld számára pedig a „Kultúra” Könyv és Hírlap Külkereskedelmi Vállalatnál (Budapest I., Fő utca 32. Bankszámla: 43-790-057-181 sz.) vagy annak külföldi képviselőiteinél és bizományosainál.

---

Die *Acta Geologica* veröffentlichen Abhandlungen aus dem Bereiche der geologischen Wissenschaften in deutscher, englischer, französischer und russischer Sprache.

Die *Acta Geologica* erscheinen in Heften wechselnden Umfanges. Mehrere Hefte bilden jährlich einen Band.

Die zur Veröffentlichung bestimmten Manuskripte sind an folgende Adresse zu senden:

*Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.*

An die gleiche Anschrift ist auch jede für die Redaktion und den Verlag bestimmte Korrespondenz zu richten.

Abonnementspreis pro Band: 165 Forint. Bestellbar bei dem Buch- und Zeitungs-Außenhandels-Unternehmen »Kultúra« (Budapest I., Fő utca 32. Bankkonto Nr. 43-790-057-181) oder bei seinen Auslandsvertretungen und Kommissionären.

# ACTA GEOLOGICA

(REM CRYSTALLOGRAPHICAM, MINERALOGICAM, PETROGRAPHICAM,  
GEOCHIMICAM PALAEOLOGICAMQUE INCLUDENTIA)

ACADEMIAE SCIENTIARUM  
HUNGARICAE

REDIGIT

E. SZÁDECZKY-KARDOSS

TOMUS XII



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST  
1968



## ALUMINIT IN DEN BAUXITLAGERSTÄTTEN VON SZÓC, UNGARN

Von

GY. BÁRDOSSY und Cs. SAJGÓ

GEOCHEMISCHES FORSCHUNGLABORIUM DER UNGARISCHEN AKADEMIE  
DER WISSENSCHAFTEN, BUDAPEST

In den Bauxitlagerstätten des Szócer Bauxitgebietes wurden weiße Aluminitnester gefunden. Die Autoren berichten über die chemische, thermische und röntgendiffraktometrische Untersuchung der Aluminite. Es wurden auch die Phasenumwandlungen bei der Erhitzung des Aluminitis röntgenographisch bestimmt. Schließlich beschäftigen sich die Autoren mit den Bildungsbedingungen des Aluminitis.

Es wurden unlängst im Tiefbau Nyíreskút II im ziegelroten pelitomorphen Bauxit 1-3 cm große, weiße Nester gefunden, die aus reinem *Aluminit* bestehen. Im Tiefbau Felix II fanden wir im mittleren Teil des Bauxitkörpers im ziegelroten Bauxit weiße Ausscheidungen, die schichtartig, fast horizontal liegend in einer mehr als 20 m langen Strecke sichtbar waren. Sie sind 1-4 cm im Durchmesser, weiß, kompakt oder porös, selten schwach faserig. Sie bestehen auch aus reinem *Aluminit* und sind von 2-4 mm breiten, faserigen Gips-Adern begleitet.

Aluminit, dieses seltene Mineral ist nach den Angaben der mineralogischen Handbücher aus Tonen, Mergeln und Ligniten als sekundäre Ausscheidung bekannt. Es wurde von GEDEON (1955) aus den Hangendeschichten der Bauxitlagerstätte Gánt beschrieben. Es kommt dort zwischen braunem Ton und Kalkstein vor. Wir haben es im Bauxit-Tagebau von Sümeg-Szölőhegy nachgewiesen, wo es an der Oberfläche des Liegendkalkes einige cm dicke, lockere, weiße Überzüge bildet (BÁRDOSSY 1959). Dieser Überzug besteht aus 60% Aluminit und wird von Gibbsit begleitet. Im eigentlichen Bauxit war Aluminit bisher unbekannt.

Aus Tabelle 1 ist zu ersehen, daß die chemische Zusammensetzung des Szócer Aluminitis der theoretischen Aluminit-Zusammensetzung sehr nahe steht. Die wesentlichste Verunreinigung ist die Kieselsäure, die wir mit Hilfe unserer Röntgenuntersuchungen als Kaolinit bestimmen konnten. Seine aus dem  $\text{SiO}_2$  berechnete Menge ist 1,5%. Der CaO-Gehalt ist an Gips gebunden. Der röntgenographisch bestimmte Aluminitgehalt ist 1%; er kann nur für einen Teil der chemisch nachgewiesenen Alkalien verantwortlich sein. Wir müssen deswegen annehmen, daß der größere Teil der Alkalien an der Oberfläche der Mineralkörner adsorbiert ist.

Unsere röntgenspektrographische Untersuchungen ergaben, daß die Aluminit-Ausscheidungen keine Spurenelemente in nachweisbarer Menge ent-

Tabelle 1  
Angaben der chemischen Zusammensetzung

	Aluminit, theoretische Zusammensetzung	Weißer Nester, Szóc- Nyíreskút II	Weißer Aluminit, Gánt	Aluminit, New Haven (Sussex, England)	Aluminit, Gaal Sachsen	Punjab Salt-Range (India)	Gibbsit- haltiger Aluminit, Süme- g-Szölöhegy
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,6	29,59	31,82	29,9	30,5	30,1	44,68
SO <sub>3</sub>	23,3	23,90	21,28	23,4	21,2	23,6	16,70
+H <sub>2</sub> O	} 47,1	21,58	24,54	} 46,8	} 46,5	} 46,4	24,04
-H <sub>2</sub> O		23,18	22,80				12,17
SiO <sub>2</sub>	—	0,71	0,03	—	1,0	—	1,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,07	0,00	—	—	—	0,55
TiO <sub>2</sub>	—	0,17	0,00	—	—	—	0,03
Na <sub>2</sub> O	—	0,50	0,00	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	0,20	0,00	—	—	—	—
CaO	—	0,12	0,34	—	0,8	—	—
MgO	—	0,01	0,29	—	0,1	—	—
MnO	—	0,00	0,00	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,00	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	0,00	0,00	—	—	—	—
	100,0	100,03	101,10	100,1	100,2	100,1	99,59

halten. Der gesamte Glühverlust ist 68,8%, in Übereinstimmung mit den Angaben des Derivatogramms (Abb. 1). Wir können aus dem Derivatogramm feststellen, daß bis ungefähr 700° Wasserabgabe, darüber SO<sub>3</sub>-Abgabe stattfindet. Die DTA-Kurve zeigt bei 140 °C und 210 °C starke endotherme Reaktionen. An der DTG-Kurve löst sich diese Reaktionsgruppe noch besser auf, es sind bei 130°, 175°, 198 °C und 222 °C vier Teileffekte zu unterscheiden. Der SO<sub>3</sub>-Abgabe entspricht die doppelte endotherme Reaktion, die an der DTA-Kurve bei 920 °C und 950 °C eintritt. Die schwache exotherme Reaktion bei 850 °C deutet eine Umkristallisation an, die wir später röntgenographisch nachweisen konnten.

Wir haben von den Aluminit-Ausscheidungen eine Reihe von Röntgendiffraktometer-Aufnahmen hergestellt mit einem Philips-Diffraktometer in CuK<sub>α</sub>-Strahlung. Die Ergebnisse sind mit den Angaben der ASTM-Kartei im guten Einklang (Tabelle 2). Die Aufnahmen zeigen mehrere Reflexionen, die an der ASTM-Karte nicht angegeben sind. Da diese Reflexionen an allen unserer Aluminit-Aufnahmen mit denselben »d«-Werten und derselben Intensität auftreten, und da sie mit keinem anderen Mineral zu identifizieren sind, nehmen wir an, daß diese Reflexionen auch vom Aluminit herrühren. Unsere neuen

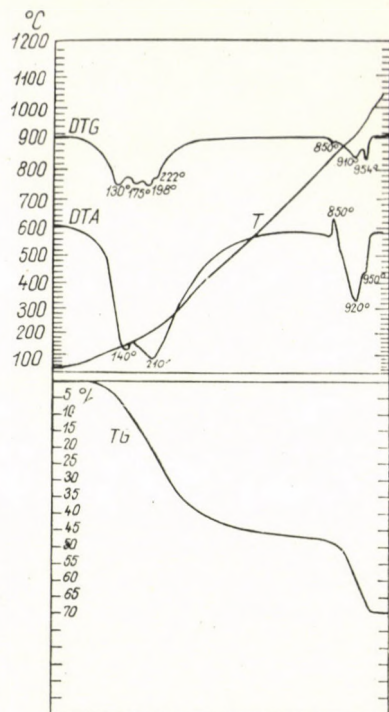


Abb. 1. Derivatogramm eines Aluminit-Nestes (Szóc, Nyíreskút II)  
(Aufnahme É. PÉCSI-DONÁTH und D. FEJÉR)

Aluminit-Angaben bedeuten eine Verfeinerung der ASTM-Werte, da unsere »d«-Werte genauer berechnet sind, und die Intensitäten statt der visuellen Einschätzung auf welcher die ASTM-Karte basiert ist, auf Impulzzählungen beruhen, die wir mit dem Zählrohrgoniometer vorgenommen haben.

Wir untersuchten auch die mineralogischen Vorgänge, die bei der Erhitzung des Aluminits eintreten. Wenn wir das Mineral 3 Stunden lang auf 100° erwärmen, erfolgt ein Gewichtsverlust von 20,9%. Sämtliche Aluminit-Reflexionen verschwinden, auch jene, die wir auf Grund der obigen Erwägungen dem Aluminit zugeordnet haben. Die allgemeine Reflexionsdichte und Intensität der Aufnahme nimmt stark ab. Der größte Teil der Reflexionen entspricht dem  $\text{Al}_2\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  (Tabelle 2). Dieselbe Probe, auf 200° erwärmt, zeigt einen totalen Gewichtsverlust von 29,74%. Dabei haben die Reflexionszahl und die Intensität so abgenommen, daß wir annehmen können, daß etwa 80–90% der Probe in einen amorphen Zustand übergegangen ist. Dem entspricht auch eine flache Aufwölbung des Diffraktogramms zwischen 4,8–3,2 Å, was die Anwesenheit amorphen Materials andeutet. Die Reflexionen des  $\text{Al}_2\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  sind verschwunden; es können statt dessen einige Reflexionen des  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  identifiziert werden.

**Tabelle 2**  
Ergebnisse der

Aluminit ASTM (8-55 Kartei entsprechend)		Aluminit Durchschnitt von 4 Proben, (Felix II) Zimmertemperatur			Aluminit (Nyíreskút II) Zimmertemperatur			Aluminit 3 Stunden lang auf 100 °C erhitzt		
d	I	d	I	Mineral	d	I	Mineral	d	I	Mineral
9,0	100	9,040	432	A	9,036	448	A	8,420	20	
7,8	100	7,938	480	A	7,922	496	A	7,570	157	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
6,33	80	6,402	172	A	6,402	171	A	7,332	103	
5,40	70	5,473	181	A	5,473	180	A	7,036	155	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
5,20	30	5,300	62	A	5,298	56	A	6,486	23	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
		5,169	44	A	5,169	45	A	6,146	19	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
4,96	70	5,029	158	A	5,029	146	A	5,901	15	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
4,70	80	4,752	362	A	4,751	370	A	5,288	14	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
		4,500	32	A	4,494	30	A	4,971	20	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
		4,300	89	A	4,298	80	A	4,507	40	
4,18	70	4,211	113	A	4,203	107	A	4,392	95	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
3,72	100	3,726	320	A	3,726	312	A	4,187	75	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
		3,620	50	A	3,618	44	A	3,983	300	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
3,54	30	3,558	44	A	3,553	40	A	3,767	37	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
3,41	70	3,448	133	A	3,442	128	A	3,682	30	Al <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 5 H <sub>2</sub> O
3,31	50	3,366	58	A	3,363	50	A	3,490	25	
3,16	50	3,204	78	A	3,200	77	A	3,431	20	
3,06	60	3,104	70	A	3,098	70	A	3,320	17	
3,01	60	3,040	112	A	3,035	109	A	3,108	8	
		2,955	11	Alunit	2,947	10	Alunit	2,959	8	Alunit
2,86	50	2,879	42	A	2,881	42	A	2,928	7	
		2,799	10	A	2,795	8	A	2,846	9	
		2,730	93	A	2,726	90	A	2,767	10	
2,68	60	2,696	90	A	2,694	87	A	2,695	18	
		2,647	26	A	2,646	24	A	2,629	9	
		2,620	27	A	2,616	25	A	2,606	8	
2,60	30	2,556	12		2,556	12		2,569	18	
		2,510	36	A	2,506	35	A			
2,49	30	2,476	19	A	2,470	17	A			
		2,439	12		2,439	9		2,435	7	
		2,403	35	A	2,402	37	A	2,396	10	
2,38	30	2,368	36	A	2,365	34	A			
		2,343	36	A	2,343	34	A	2,346	26	
2,32	30	2,313	17	A	2,309	16	A	2,265	32	
		2,222	68	A	2,222	68	A	2,229	12	

## Röntgenuntersuchungen

Aluminit 3 Stunden lang auf 200 °C erhitzt			Aluminit 3 Stunden lang auf 700 °C erhitzt			Aluminit 3 Stunden lang auf 945 °C erhitzt			Aluminit 2 Stunden lang auf 1045 °C erhitzt		
d	I	Mineral	d	I	Mineral	d	I	Mineral	d	I	Mineral
9,090	6		9,584	6							
			8,665	5							
6,910	9										
6,602	15	Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> · 6 H <sub>2</sub> O									
6,245	9										
5,816	8										
			4,924	4							
4,652	8	Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> · 6 H <sub>2</sub> O	4,795	4		4,706	6				
4,329	8					4,410	8				
			4,037	7							
3,948	13										
3,900	10										
3,767	8	Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> · 6 H <sub>2</sub> O									
			3,508	5	Al <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	3,490	6	α Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,479	70	α Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
3,343	5										
3,204	7					3,230	6				
2,946	5	Alunit	3,097	11					3,259	5	
									3,033	6	
2,813	5					2,761	6d	γ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,830	11	⊖ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
									2,760	17d	γ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
									2,702	16	⊖ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
									2,630	14	
						2,554	6	α Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,551	115	α Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
2,503	4		2,501	5							
						2,387	24d	γ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,378	67	α, γ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
						2,278	13d	γ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,280	18d	γ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>

Aluminit ASTM (8-55 Kartei ent- sprechend)		Aluminit Durchschnitt von 4 Proben, (Felix II) Zimmertemperatur			Aluminit (Nyíreskút II) Zimmertemperatur			Aluminit 3 Stunden lang auf 100 °C erhitzt		
d	I	d	I	Mineral	d	I	Mineral	d	I	Mineral
2,19	60	2,203	49	A	2,203	46	A			
2,13	30	2,148	31	A	2,148	30	A	2,127	6	
2,08	30	2,098	31	A	2,098	30	A			
2,048	30	2,068	26	A	2,067	27	A	2,056	7	
1,960	60	1,990	84	A	1,988	80	A	1,982	9	
1,908	30	1,917	31	A	1,916	30	A	1,963	11	
1,879	30	1,897	39	A	1,895	40	A	1,890	23	
1,840	30	1,857	34	A	1,856	31	A	1,851	12	
		1,829	18	A	1,829	12	A	1,817	7	
1,810	20	1,801	22	A	1,800	24	A	1,787	10	

A = Aluminit

Dreistündige Erhitzung auf 700 °C ergab 42,88% Gewichtsverlust. Der größte Teil des Wassergehaltes ist also verschwunden. Die Reflexions-Intensität hat weiter abgenommen, die amorphe Aufwölbung hat sich erweitert: die Probe ist nunmehr fast völlig amorph. Es konnte nur wenig  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$  identifiziert werden.

Bei weiterer Erhitzung beginnt die Abgabe des  $\text{SO}_3$  Gehaltes und die Rekristallisierung des zurückbleibenden Materials. Dementsprechend erhält man bei 945° einen Gewichtsverlust von 67,14%. Mit breiten, diffusen Reflexionen erscheint das  $\gamma$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  und daneben wenig  $\alpha$   $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Die Erhitzung auf 1050° ergab nur 1,68% zusätzlichen Gewichtsverlust, aber die Rekristallisation ist stark fortgeschritten. Die Menge des  $\alpha$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  hat stark zugenommen; seine schmalen, spitzen Reflexionen deuten eine wohlentwickelte Kristallstruktur an. Dagegen hat die Menge des  $\gamma$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  stark abgenommen. Wir nehmen an, daß sich das  $\alpha$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  daraus bildete. Endlich konnte die Anwesenheit von einigen Prozenten  $\theta$   $\text{Al}_2\text{O}_3$  auch nachgewiesen werden.

Die Entstehung des Aluminites wird in den mineralogischen Handbüchern eindeutig durch die Oxydation von Pyrit oder Markasit erklärt, wobei sich Schwefelsäure bildete, die auf Alumosilikate einwirkt. Tatsächlich waren in der oberen Bauxit-Zone der Szőcer Lagerstätten Pyrit- und Markasit führende graue Bauxite allgemein verbreitet. Da sie größtenteils nahe zur Oberfläche liegen, wurden sie meistens epigenetisch oxydiert. Im Felix II Tiefbau fanden wir in etwa 4 m Höhe über den Aluminit-Ausscheidungen, in der oberen Bauxit-Zone, Pyrit-Markasit-Neste. Wir nehmen an, daß die durch die Oxydation entstandene Schwefelsäure nach unten sickerte und auf den Böhmit

Aluminit 3 Stunden lang auf 200 °C erhitzt			Aluminit 3 Stunden lang auf 700 °C erhitzt			Aluminit 3 Stunden lang auf 945 °C erhitzt			Aluminit 3 Stunden lang auf 1045 °C erhitzt		
d	I	Mineral	d	I	Mineral	d	I	Mineral	d	I	Mineral
2,204	4										
2,025	5					2,087	8	$\alpha$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,086	114	$\alpha$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
						1,977	55d	$\gamma$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,977	40d	$\gamma$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
						1,788	5		1,740	53	$\alpha$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
						1,601	5	$\alpha$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,602	94	$\alpha$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
						1,541	7		1,545	8	
						1,517	10d	$\gamma$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,511	15d	$\gamma$ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>

bzw. Gibbsite einwirkend, Aluminit bildete. Gleichzeitig haben die schwefelsäurehaltigen Lösungen aus dem Kalzit des Bauxits Gips gebildet. Deshalb sind die Aluminit-Ausscheidungen von Gips begleitet. Eine Voraussetzung der Aluminitbildung war auch die Alkalien-Armut des Milieus — sonst hätte sich Alunit gebildet, der in den Bauxitlagerstätten allgemein verbreitet ist. Wir nehmen an, daß der in der chemischen Analyse angegebene Alkaliengehalt der Ausscheidungen wesentlich jünger ist, als die eigentliche Aluminit-Bildung. Er wurde aus dem durchsickernden Grundwasser an der Oberfläche der Mineralkörnchen adsorbiert.

GEDEON (1955) erklärte die Bildung des Gánter Aluminites als eine siebenstufige chemische Reaktion, wobei die Schwefelsäure auf Tonminerale einwirkte; der Al-Gehalt stammt also aus den Tonmineralen. Die von uns beschriebene Bildungsart des Szőcer Aluminites ist ein anderer Prozeß, wobei die Schwefelsäure unmittelbar auf Al-Hydroxyde einwirkt.

## LITERATUR

- BÁRDOSSY, GY.: The Geochemistry of Hungarian Bauxites. Parts III—IV. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **VI**, 1—53, 1959.
- GEDEON, T.: Aluminit (Websterite) of Gánt, Hungary. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **III**, 27—43, 1955.
- PALACHE—BERMAN—FRONDEL: Dana's System of Mineralogy. V. **II**, 1951.
- RAMDOHR, P.—STRUNZ, H.: Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. 1967.
- SZTRÓKAY, K. I.—KOCH, S.: Ásványtan (Mineralogie). Tankönyvkiadó, Budapest. 1967.

## ALUMINITE IN THE BAUXITE DEPOSITS OF SZŐC, HUNGARY

By

GY. BÁRDOSSY—CS. SAJGÓ

## Abstract

White inclusions of pure aluminite were found in the bauxite mines of the Szőc region. The authors studied their chemical composition, their thermal properties and performed their detailed study with an X-ray diffractometer. Finally they make suggestions concerning the origin of these minerals.

## АЛЮМИНИТ В БОКСИТАХ СЕЦКОГО РАЙОНА, ВЕНГРИЯ

ДЬ. БАРДОШШИ и Ч. ШАЙГО

## Резюме

В красных пелитоморфных бокситах Сецкого района авторы нашли белые гнезда чистого алюминита. Они определили химический состав, термические свойства алюминитовых образцов и детально изучили их способом рентгеновской дифрактометрии. Наконец, они занимаются вопросами генезиса этих алюминитов.

## CORRELATIONS OF RATE OF COOLING, TEXTURE AND MINERALOGICAL COMPOSITION IN THE PYROXENE ANDESITE COMPLEX OF THE CSERHÁT HILLS

By

P. ÁRKAI

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY, HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

Several methods of the quantitative examination of textures and their applicability are discussed. Volume-percentage texture graphs and seed number graphs permit to distinguish between quickly cooling volcanic facies on the one hand, and slowly cooling subvolcanic facies, on the other. If rock bodies of known size are examined, the correlations between the statistical characteristics of the texture (average grain size of plagioclase, augite and magnetite, the total number of their nuclei), the volume-percentage mineralogical composition and the rate of cooling, respectively, can be calculated. On the basis of the average grain size and the time of cooling, the rate of growth of the particular rockforming minerals can be estimated. By using the relationships described herewith, the rate of cooling of any sample of similar chemical composition, the temperature of pre-heating of the dikes and indirectly, the extent of denudation can be determined.

The investigations concerned with the rate of cooling of igneous rock bodies and with the interpretation of crystallization can be subdivided into three groups:

1. Qualitative and quantitative evaluation of rock texture.
2. Determination of the time of cooling.
3. Crystallization experiments.

The granulometry of rocks was studied among the earliest workers by QUENEAU [1] and LANE [2]. First systematizers of the textural properties of igneous rocks were ROSENBUSH [3] and IDDINGS [4]. The introduction of the degrees of crystallinity (distinction of the particular texture types according to the abundance of volcanic glass by SZÁDECZKY-KARDOSS [5]) was a marked progress after the qualitative interpretations. Among the students of the mathematical problems of grain size determinations in thin sections were ROSENFELD et al. [6] and GREENMAN [7]. The use of cumulative texture curves based upon the volume percentage of grain size (SZÁDECZKY-KARDOSS; PESTY [8]) is a clear-cut method for the reconstruction of the history of crystallization. As shown by HERMANN [9], the one-peak texture graphs indicate uniform conditions of crystallization. During the examination of textural characteristics, the original depth of crystallization of the rocks can also be determined (SZÁDECZKY-KARDOSS [10]). With the classification of the 17 factors responsible for rock texture, grain size and crystal habit, with an analysis of their

effects, the rock textures could be discussed upon merits (SZÁDECZKY-KARDOSS [11]).

During the author's investigations in the central and southwest parts of the Cserhát Hills the textural characteristics and volume-percentage mineralogical composition of the pyroxene andesitic lavas of the Lower Tortonian volcanic complex were determined.

NOSZKY [12] considered the andesites of the Cserhát as uniform products of a volcanic activity of short duration. SCHAFARZIK [13] distinguished three types: augite-microlitic augite andesites, augite-hypersthene and hypersthene andesites. According to VENDL [14], countless transitions between the three groups may exist. BUDA [15] found three eruption phases. With his investigations in the Western and Northeastern Mátra Mountains, KUBOVICS [16] laid the foundations for the correlation of the andesites of the Mátra Mountains and Cserhát Hills [17, 18]. In the present paper the terms proposed by KUBOVICS are used on the basis of the nomenclature developed by SZÁDECZKY-KARDOSS—PANTÓ—SZÉKY-FUX [19]. The correlation of the volcanic formations of the Central and Southwestern Cserhát with those of the Western Mátra Mountains is presented in Table I.

Table I

Central and SW-Cserhát		Western Mátra				
Western part	Eastern part					
vesicular andesite	microandesite	andesitogenic potash trachyte	Middle Andesite Group	Middle Volcanic Complex		
	vesicular andesite	microandesite				
amafitic andesite	amafitic andesite	vesicular andesite				
		amafitic andesite				
bronzitic augite andesite		andesite with augitic groundmass				
	andesite tuff, agglomerate	fine-grained andesite tuff				
	bronzitic augite andesite	bronzitic pyroxene andesite				
	andesite tuff?	lapilli-bearing, pumiceous andesite tuff				
		hypersthene andesite				
		andesite-dacite tuff				
	rhyolite tuff	plagioclase-bearing middle rhyolite tuff				
		hypoandesite andesite tuff	Lower Andesite Group	Lower Volcanic Complex		

The correlation can be extended over the entire Cserhát Hills. The term amafitic andesite covers those andesites that contain very rare phenocrysts of pyroxene or none at all (augite microlitic andesite of the earlier nomenclature).

Concerning the rocks of the Cserhát Hills to be discussed in the present paper, the following general conclusions can be drawn: 1. the studied volcanic complex of the Cserhát Hills can be parallelized with the Middle Andesite Group of the Mátra Mountains, representing a marginal facies; 2. the andesite dikes and the volcanic lava sheets are formations of the same age, readily parallelizable with one another; 3. striking as it is, the correspondence with the Mátra volcanics can be explained by the simultaneous ascension of magmas formed under identical geological conditions, in different places, with different intensity and productivity.

### Interpretation of the cumulative volume-percentage texture graphs

In studying the volume-percentage composition of the textures, two different methods have been used. On the one hand, the average cross-sections of the crystals measurable in thin sections, on the other hand, the lengths of the crystal grains measured, have been taken into consideration in plotting texture graphs. Counting was performed by using a calibrated ocular on a cross-carriage stage. In order to reduce error in counting, the author used oriented thin sections. It seemed reasonable to select — as equivalents of the orientation of lava or magma movement, respectively — planes parallel with the contemporaneous land surface (parallel with the bedding-planes and perpendicular to the planes of columnar jointing) for lava sheets, and planes parallel with the dike walls for dikes. In this case, the only influencing factor is the variation of the measure of orientation which involves a standard deviation considerably lower than the error due to the use of thin sections of different orientation.

I. The counting of textures, relying on the average cross-sections of crystal grains counted in thin sections, is a very useful method for distinguishing volcanic and subvolcanic rock facies (of high and low rates of cooling) [17, 18]. It corresponds to the method of plotting of the longest and shortest crystal diameters [10, 11]. A comparison of 70 cumulative texture graphs from the Cserhát Hills and of numerous ones from the Mátra Mountains [16] has led to the following conclusions:

1. The graphs of the more slowly cooling subvolcanic rocks have a single peak each and are steeper.

2. The more quickly cooling volcanic rocks have yielded two-peak curves, which are more protracted.

Of the individual mineral constituents, it is first of all the plagioclases, having the highest abundance of all the minerals present, that show grain size

distributions revealing the most striking difference between volcanic and sub-volcanic facies:

Facies	Major, porphyry generation	Intermediary generation	Groundmass
Volcanic	maximum between 1000 and 5000 $\mu$	maximum between 200 and 500 $\mu$	maximum between 10 and 100 $\mu$
Subvolcanic	maximum between 1000 and 5000 $\mu$	minimum between 200 and 500 $\mu$	maximum between 50 and 200 $\mu$

In some types the minimum between the major and intermediary generations cannot be detected. The method has the advantage of indicating the changes in habit between the crystals of the intermediary generation belonging to the phenocrysts on the one hand, and the groundmass on the other.

II. The grain-size distribution diagrams plotted on the basis of the lengths of crystal grains measurable in thin sections show, in general, two peaks, the minimum occurring within the range of 200 to 1000  $\mu$ . The single texture graphs do not indicate the change in habit between the intermediary generation and the groundmass, the boundary between the two being flush (except for the samples of a very high rate of cooling). For this reason, they are less suitable for qualitative comparative studies than the former method. Its advantages are higher accuracy and ease in mathematical processing of a great number of measurements.

### Application of seed number graphs

From the complex granulometric curves showing the distribution of the longest and shortest crystal diameters, one can calculate the seed number graphs which directly reflect the main factors of crystallization. In contrast with the distribution of grain sizes in volume percentage, what is determined for plotting the seed number is the frequency of the individual crystals of different size per unit volume (or, practically, unit length). By determining the number of individual crystals = number of nuclei according to grain size categories, we obtain values which allow us to precise the history of cooling of igneous rocks and the differentiation of volcanologic facies as well as to reconstruct the physico-chemical agents of differentiation. Several ways of determining the frequency of nuclei are possible. Initially, relative seed numbers were used [17]. Under relative seed number we understand the ratio of the volume percentage of minerals in the individual grain size categories

to the empirical average grain size of the respective category, multiplied by a factor known for differential granulometric curves:

$$R = k \frac{V\%}{d}$$

During counting, the number of crystals = nuclei per unit length in the texture can also be determined [18]. The relationship between the seed number

*Seed number/cm*  
*volume per cent*

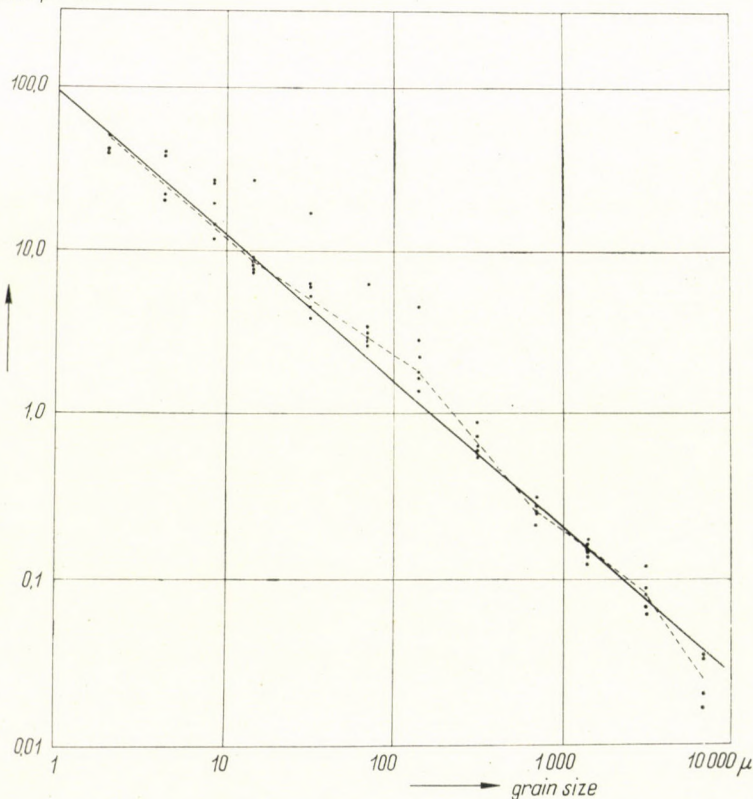


Fig. 1. Variation of seed numbers per unit volume-percentage as a function of grain size

per 1 cm and the relative seed number can be approximately described in the following form:  $100 R \approx 1$  seed number/cm. Nucleus frequencies are plotted against grain size on a bilogarithmic diagram. They can be calculated from the volume-percentage texture analyses. The variation of plagioclase nuclei per unit volume percentage, by grain size categories, is

$$y = 100 x^{-0.88}$$

where  $y$  is the frequency of the nuclei,  $x$  the grain size (length) in  $\mu$  (Fig. 1). The coefficient of correlation between the logarithm of nucleus frequencies per unit volume percentage, on the one hand, and the logarithm of the corresponding grain size, on the other, is  $-0.96$ .

I. For distinguishing volcanologic facies and for the qualitative interpretation of the rate of cooling, volume-percentage granulometric and nucleus frequency curves, calculated from counting of average cross-sections, can be used (Fig. 2). The sharpest difference occurs in the middle, 100 to 500  $\mu$  range of the nucleus frequency curves. The ratio of the amplitude of the minima to the maxima is proportional to the rate of cooling of the magma that has

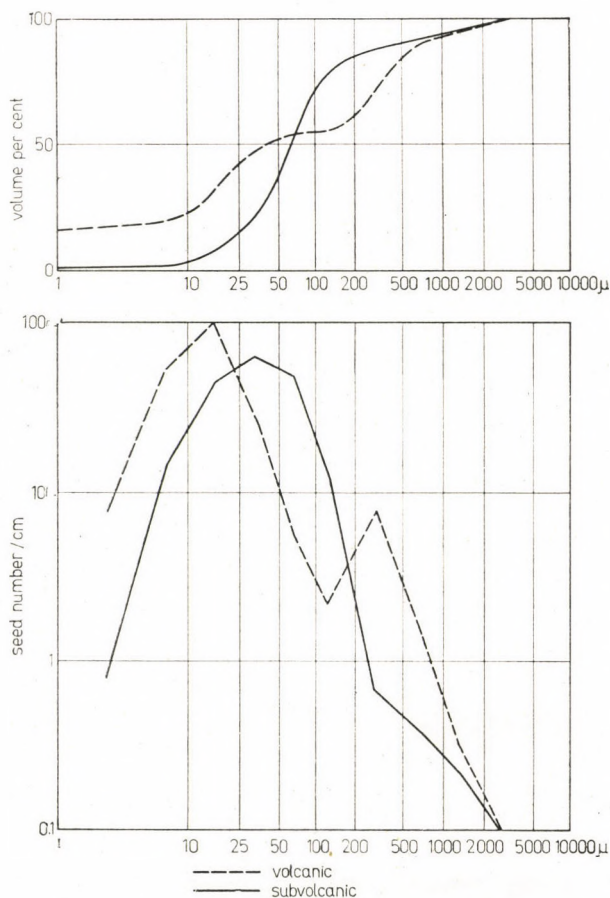


Fig. 2. Volume-percentage texture and nucleus frequency curves of quickly cooling volcanic and slowly cooling subvolcanic types

reached its place of solidification [18]. The curves of subvolcanic rocks in the middle range are sublinear.

II. Like the volume-percentage values, the seed number curves based upon the maximum lengths in thin sections do not reflect the difference in habit between groundmass and phenocrysts. (Habit differences are expressed by the complex distribution curve of the longest and shortest diameters.) The seed number curves of plagioclases, plotted this way, are more regular, with two maxima or, less frequently, with one maximum. One-maximum curves are characteristic for the most part of rocks developed in dike facies.

Figs 3 to 8 illustrate the variation of the textural and mineralogical characteristics of some typical volcanic lava flows and subvolcanic dikes as

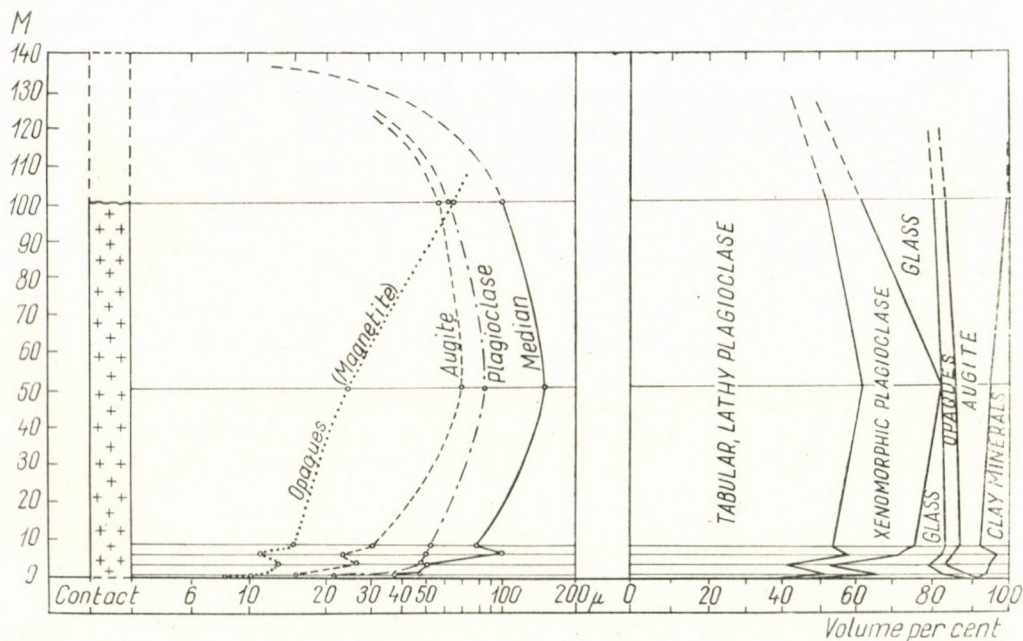


Fig. 3. Variation of textural characteristics and mineralogical composition in the remnant of an amafitic andesite lava sheet at Szanda, Central Cserhát Hills

plotted against the distance from the contact or the original lava surface, respectively. The diagrams include the median of the volume-percentage cumulative curves of the maximum lengths measured in thin sections, the arithmetical mean of the seed number curves of the individual minerals (average grain size), and the variation of the volume-percentage mineralogical composition. The following conclusions can be drawn therefrom:

1. In lava sheets the largest median and average grain sizes occur above the contact at the height corresponding to  $1/3$  of total thickness. It is the

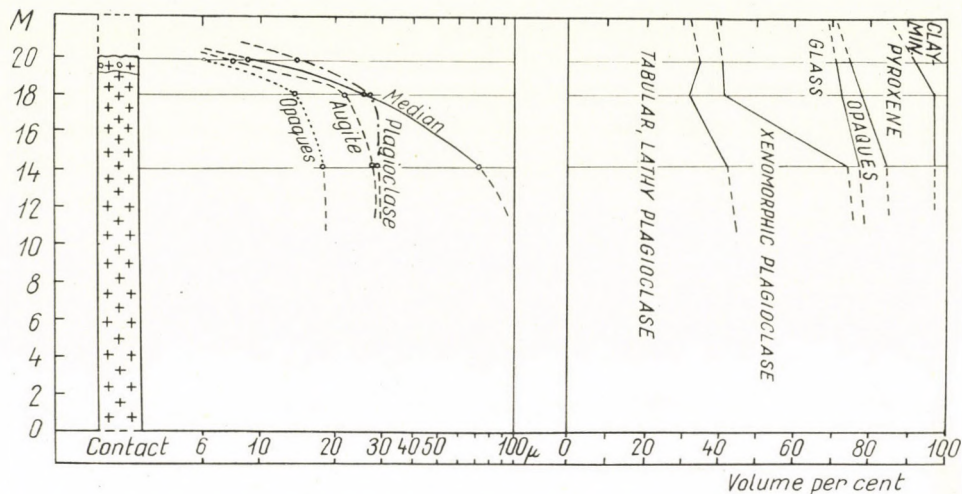


Fig. 4. Variation of textural characteristics and mineralogical composition in an amafitic andesite lava sheet of the Central Cserhát Hills (Filagóriahegy)

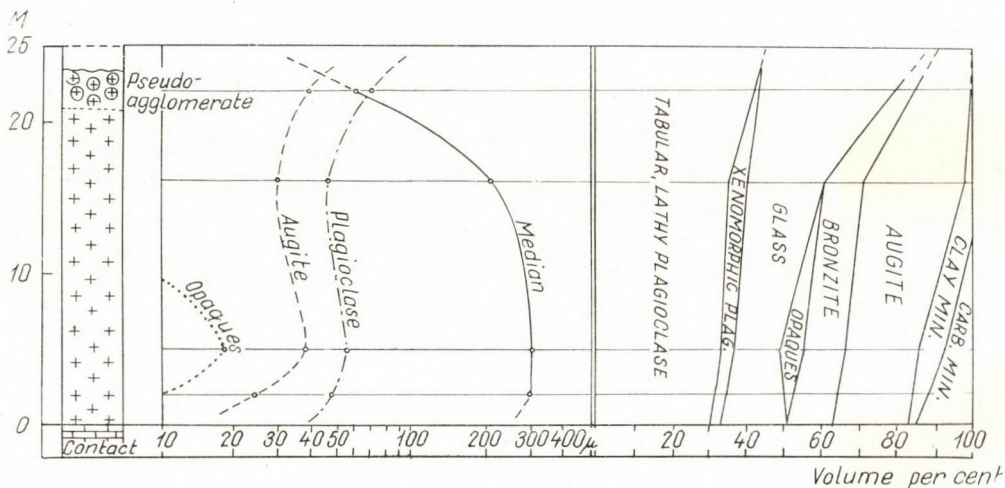


Fig. 5. Variation of textural characteristics and mineralogical composition in a bronzitic augite-andesite lava sheet, Püspökhatvan, Southwestern Cserhát Hills

material of these portions that contains least volcanic glass. In subvertical dikes, however, the most completely crystallized portion is the central part of the dike (in accordance with the variation of the isotherms in time [21]).

2. The increase of grain size and the decrease of volcanic glass, observed in the near-contact portions, can be explained by the effect of the transvaporized volatile content which accelerated crystal growth and amplified the temperature (and time) range of crystallization. Similar changes are brought

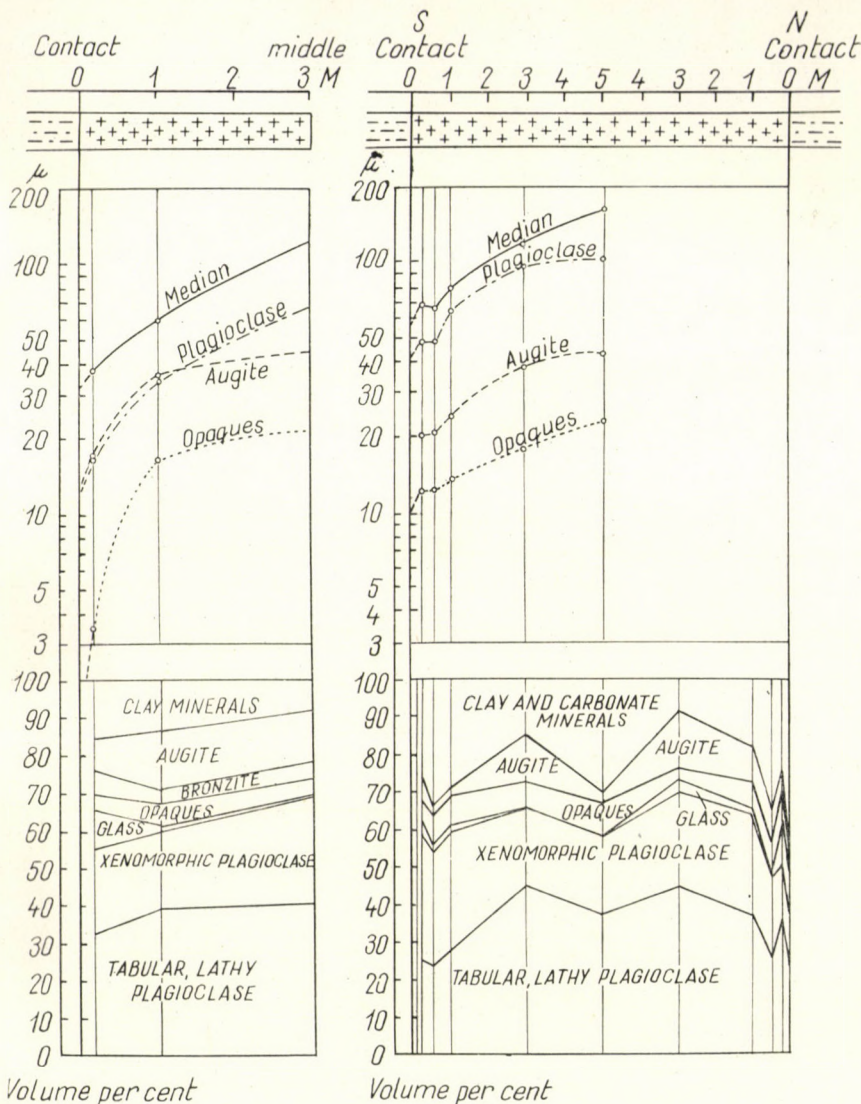


Fig. 6. Variation of textural characteristics and mineralogical composition in the bronzitic augite andesite dike of Bercel, Central Cserhát Hills

Fig. 7. Variation of textural characteristics and mineralogical composition in the southern amafitic andesite dike of the Southwestern Cserhát Hills

about by the escaping volatile content close to the degasation-bound, scoriaeous lava surfaces [11].

3. The amount of plagioclases, augite, and in general, opaque minerals decreases, while that of the volatile-bearing minerals and of volcanic glass increases toward the contact and the lava surface.

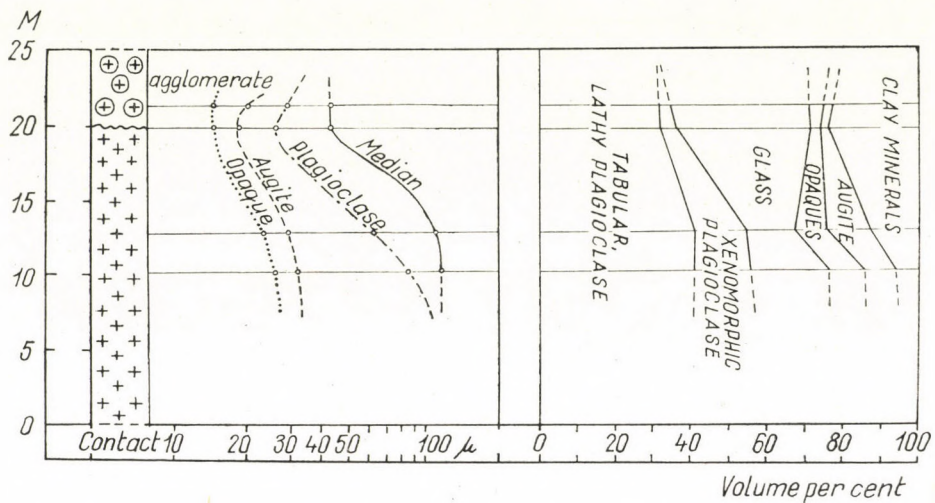


Fig. 8. Variation of textural characteristics and mineralogical composition in a microandesitic lava sheet of the Southwestern Cserhát Hills (Galgagyörk)

### Calculation of the time and rate of cooling

The calculation of the changes in temperature with time in different points of magmatic bodies of different size and shape is a problem elaborated long ago in mathematical geology, and recent approaches have become more and more accurate (INGERSOLL—ZOBEL [20], LOVERING [21], LARSEN [22], JAEGER [23], SZÁDECZKY-KARDOSS [11]). In the present paper, on the basis of the size of the igneous body, the time of cooling has been calculated from LOVERING's diagrams for dikes and lava flows. The data obtained correspond well to the subsequent results [11]. For irregular forms, the corrections used by JAEGER have been taken into consideration.

In these calculations a magma of 1150 °C and a country rock of 0 °C initial temperature have been assumed. The crystallization intervals of plagioclase, augite and magnetite have been assumed to be between 1150 and 800 °C, partly on the basis of experimental data (YODER—TILLEY [24], KOPECKY—VOLDÁN [25]), partly on the basis of observations on recent volcanoes (RICHTER—MURATA [26], MOORE—EVANS [27]). Average rate of cooling expressed in °C per year units has been calculated from cooling time values per 1150 to 800 °C temperature difference.

### Relationship between textural characteristics and rate of cooling

The correlation of grain size and rate of cooling was studied by WINKLER [28, 29] and SZÁDECZKY-KARDOSS [11] who used different methods. Relying on the crystallization of nepheline at different temperatures of supercool-

ing WINKLER plotted the changes in the rate of crystal growth, in the formation of nuclei and in the size of crystals against the rate of cooling and supercooling. Using the results of his experiments, he draw, from the grain size distribution patterns of dikes of different thickness, conclusions as to the temperature of formation of the individual mineral varieties. In interpreting near-contact increase of grain size, he ignored, however, the effect of the volatiles upon crystal growth. In studying the physico-chemical and accessory geological factors controlling crystal size and habit, SZÁDECZKY-KARDOSS [11] found a relationship between cooling and texture graphs, emphasizing the influence of the volatiles and alkali promoting crystal growth. The discovery of the correlation between the rate of cooling and the phenocrysts provides an explanation for many volcanologic problems.

The aim of the present paper is a quantitative study of the relationship between textural characteristics and rate of cooling. For this purpose, the statistical values of the distribution of the thin-section crystal length based on nucleus frequencies plotted against the grain size, have been used. Plotted in an arithmetical system of coordinates, the frequency curves of rockforming mineral nuclei exhibit an extremely asymmetric, J-shaped distribution. It is in a semi-logarithmic system of coordinates (nucleus frequency versus log grain size) that a symmetrical distribution is best approximated. This form is the most suitable for calculations, the maximum of the phenocrysts being insignificant. For the distinction of the stages in igneous development, the plotting of the seed number graphs in a bilogarithmic system is the most convenient method. In the calculations the mode-arithmetical mean-values of the semi-logarithmically plotted seed number graphs and the total nucleus frequency values have been used, as the quantitative knowledge of the cooling curves of igneous bodies is given only for the phase when the magma has already reached its place of solidification, while the segregation of a part of the phenocrysts seems to have begun earlier. Because of the longer duration of their growth, the few early-segregated nuclei represent high volume-percentage values. The consideration of the amount of phenocrysts reduces the correlation between grain size and rate of cooling. The amount of the phenocrysts cannot be disregarded, as the granulometric and nucleus frequency curves in many types are characterized by one maximum and as groundmass and porphyric constituents cannot be distinctly separated. Accordingly, what we sought to develop was to be a method of calculation in which the phenocrysts in the phase of crystallization, following the arrival to the place of solidification, are represented according to their importance.

The correlation of the arithmetical mean (referred to as average grain size in the rest of the paper) of the seed number curves of plagioclase, augite, and magnetite, on the one hand, and of the corresponding rates of cooling, on the other, is shown in Fig. 9. With increasing rate of cooling, the average grain

size decreases first very intensively and then at a gradually declining pace. The grain size of augite and particularly of magnetite decreases more markedly than is the case with plagioclases. The following coefficients of correlation  $r$  have been obtained:

$$r \text{ log rate of cooling—log average plagioclase grain size} = -0.52$$

$$r \text{ log rate of cooling—log average augite grain size} = -0.70$$

$$r \text{ log rate of cooling—log average magnetite grain size} = -0.59$$

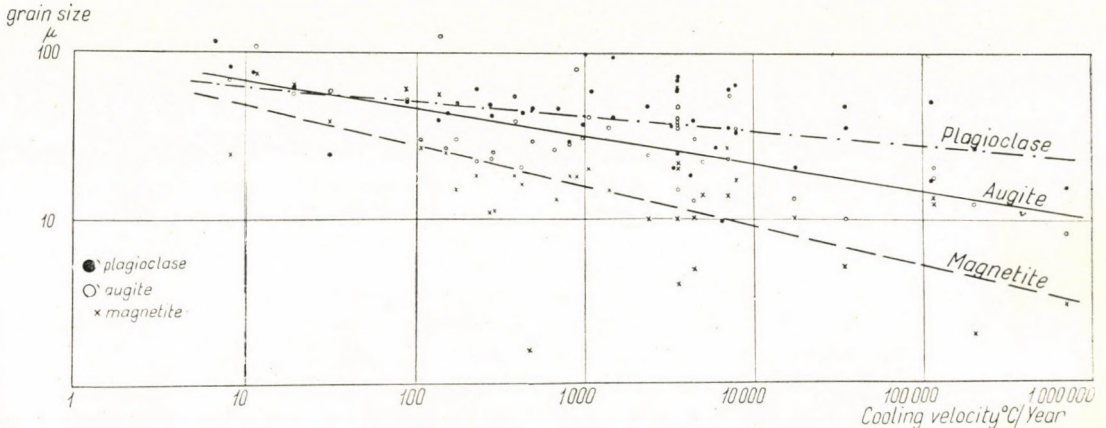


Fig. 9. Relationship between the arithmetical mean (average grain size) of the seed number graphs of plagioclase, augite and magnetite, and rate of cooling

The degree of the correlation is reduced primarily by the error of the size determination of the rock body, for a smaller part by the errors of texture counting, by different volatile content and in case of dikes, by the effect of the preheating of the country rock.

The equations of the correlation are:

$$y_1 = 80 x^{-0.10}, y_2 = 95 x^{-0.17}, y_3 = 80 x^{-0.22}$$

where  $x$  is the rate of cooling,  $y_1$ ,  $y_2$ ,  $y_3$ , respectively, represent the micron values of the average grain size of plagioclase, augite and magnetite. The correlation of WINKLER's [28] experimental rate of cooling versus average grain size is approximately described, within the range of cooling rate of  $10^3$  to  $10^5$  °C per year, by the equation  $y = Ax^{-0.4}$ .

The variation of the total numbers of nuclei of the individual rockforming minerals as a function of the rate of cooling is shown in Fig. 10. With the growth of the rate of cooling the total seed numbers increase exponentially. The calculated coefficients of correlation are as follows:

$$r \text{ log rate of cooling—total plagioclase nucleus frequency} = 0.42$$

$$r \text{ log rate of cooling—total augite nucleus frequency} = 0.37$$

$$r \text{ log rate of cooling—total magnetite nucleus frequency} = 0.53$$

### Calculation of the rate of crystal growth

Measuring of the rate of growth of the rockforming minerals is a problem that has been given much concern in experimental petrology. After the basic interpretation of crystallization (TAMMANN [30]) had been done, the determination of the rate of growth was dealt with by numerous workers. In a silicate melt of 56%  $\text{SiO}_2$ , 6%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and of high Ca and Mg contents, NEUBAUER [31] measured a rate of diopside growth of 0.6 to 1.2 mm/min — a value ten times that obtained by DOELTER [32]. WINKLER [28] crystallized

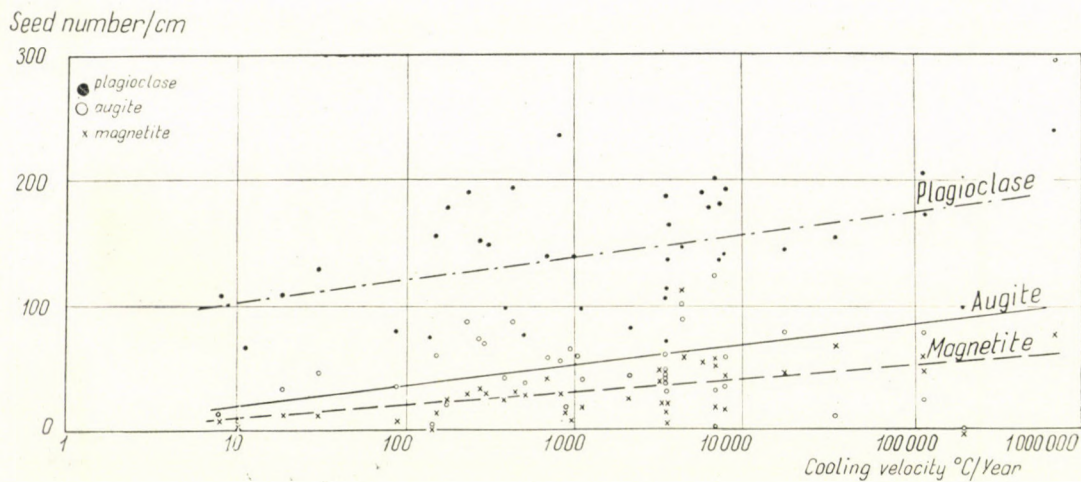


Fig. 10. Variation of total seed number of the individual rockforming minerals as a function of the rate of cooling

a nepheline melt by adding some LiF to it and found a value of 0.1 mm/min magnitude for the average rate of growth. During artificial crystallization of olivine basalts, LEONTIEVA [33] found a maximum of 2.6  $\mu$ /min for pyroxenes, 1.3  $\mu$ /min for plagioclases, 0.06  $\mu$ /min for magnetite. LEONTIEVA—VOLAROVICH [34] studied the crystal growth reducing effect of pressure due to overburden.

Taking into consideration WINKLER's [28] conclusions as to the time of cooling, the author has calculated the variation of the rate of growth of the individual mineral types for known average grain size and time of cooling by dividing the average grain size by the fraction of the time of cooling corresponding to the interval of crystallization. This way, rates of growth characteristic of the time of culmination of nucleus formation are found. With increasing rate of cooling, the rate of crystal growth increases exponentially (Fig. 11). According to WINKLER, there is an exponential correlation between rate of

cooling and supercooling so that the logarithmical rate of cooling axis is an equivalent of the arithmetical scale of supercooling (decrease of temperature in the present case). For comparisons, the rate of growth of plagioclases in a tholeiitic lava lake has been calculated. The rate of growth of plagioclases is higher than that of augite and particularly so, of magnetite. This partly contradicts the data of LEONTIEVA — according to which the rate of growth of augite would be higher than that of plagioclase — as the rocks studied are of different chemical composition. Still of  $0.0001 \mu/\text{min}$  value at low rates of cooling, with accelerating rate of cooling, the rate of growth gradually increases to

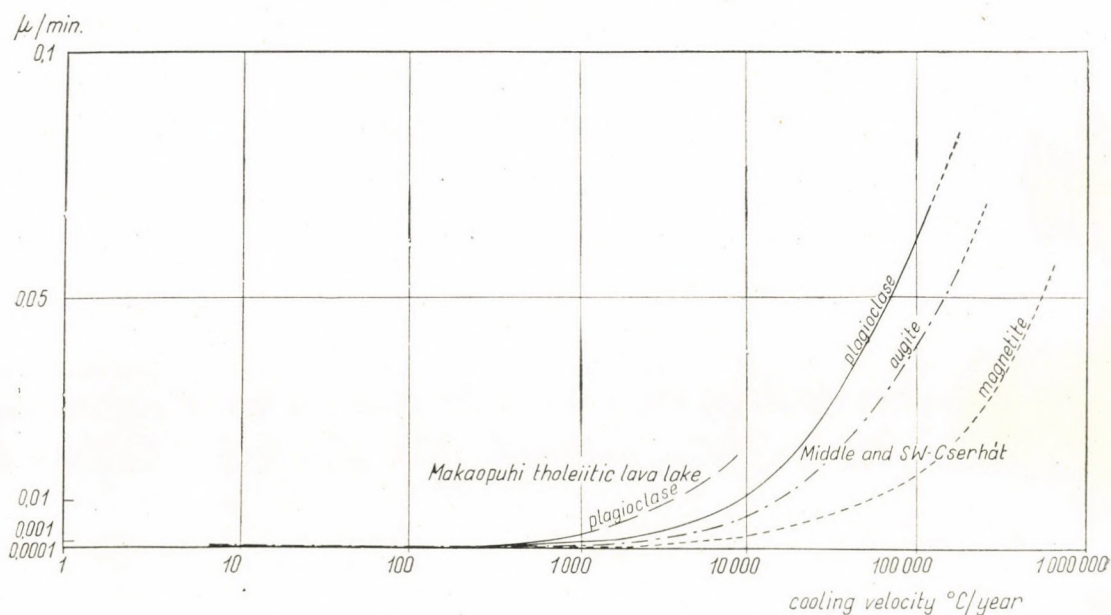


Fig. 11. Rate of crystal growth versus rate of cooling

$0.1 \mu/\text{min}$ , approaching the results of experiments with similar durations. Beside differences in chemical composition and/or viscosity, divergencies may be due to the method of measurement (it is not the average values obtained by the experiments that are given) and to the different interpretations of the temperature range of crystallization.

#### Relationship between rate of cooling and mineralogical composition

The correlation of the volume-percentage amounts of the individual rockforming minerals and the volcanic glass as well as the separation of hypo-, endometamorphic and exometamorphic effects has been discussed in an earlier paper [18]. If the mineralogical composition of samples of known rate of cooling is de-

terminated, the values of the coefficient of correlation between the individual mineral constituents, on the one hand, and the logarithm of the rate of cooling, on the other, can be calculated (Fig. 12).

$$r \text{ log rate of cooling—volume-percentage of platy, lath-shaped plagioclase} = -0.69$$

$$r \text{ log rate of cooling—volume-percentage of xenomorphic plagioclase} = 0.06$$

$$r \text{ log rate of cooling—volume-percentage of augite} = -0.25$$

$$r \text{ log rate of cooling—volume-percentage of opaque minerals (magnetite)} = 0.11$$

$$r \text{ log rate of cooling—volume-percentage of volcanic glass} = 0.38.$$

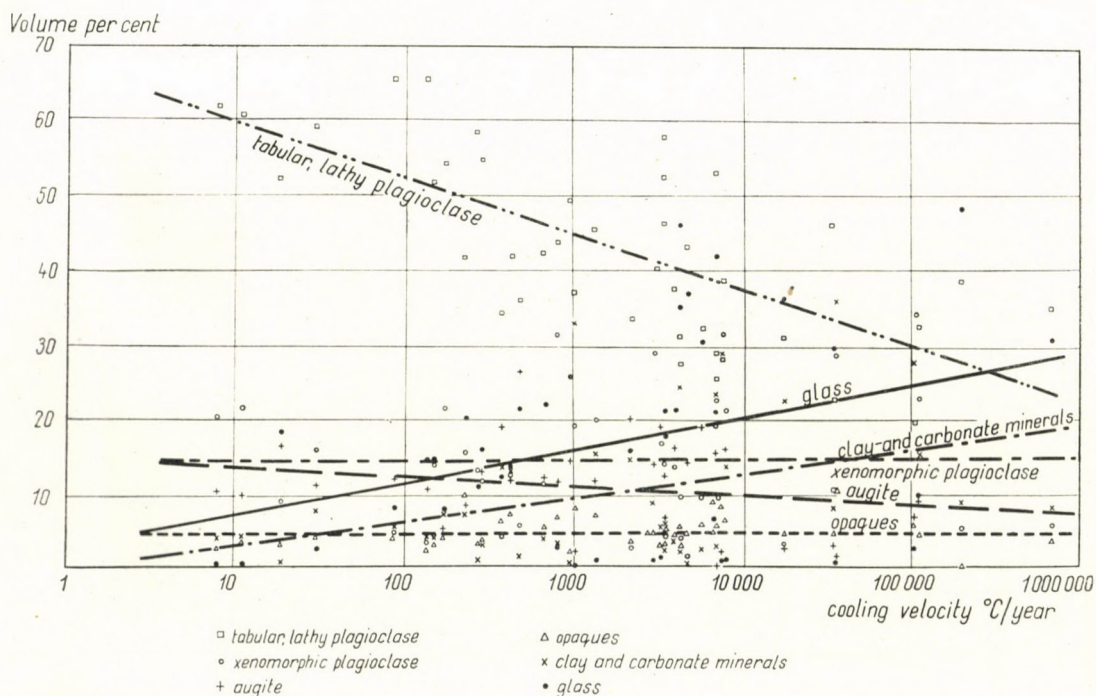


Fig. 12. Relationship between the mineralogical composition and rate of cooling of pyroxene andesites

With increasing rate of cooling, the amount of the platy, lath-shaped plagioclases and of augite grows exponentially, while that of volcanic glass decreases. From the slight correlation of xenomorphic plagioclases and opaque constituents no conclusion can be drawn.

In the pyroxene andesites studied, the micro-holocrystalline texture is connected with a facies of 1 to 10 °C/year rate of cooling, the pilotaxitic texture

with one of 10 to 10 000 °C/year, the hypo-crystalline intermediary texture with one of  $> 10\,000$  °C/year.

### Geological conclusions

Volume-percentage texture and nucleus frequency studies permit to determine the facies of the place of solidification of the lava (magma) and to distinguish between andesites of volcanic and subvolcanic facies.

The break (minimum) in the middle range of the nucleus frequency curve reflects a change in the rate of cooling. In rocks of different type, the cooling curves of the phases that followed the arrival of the magma to the place of

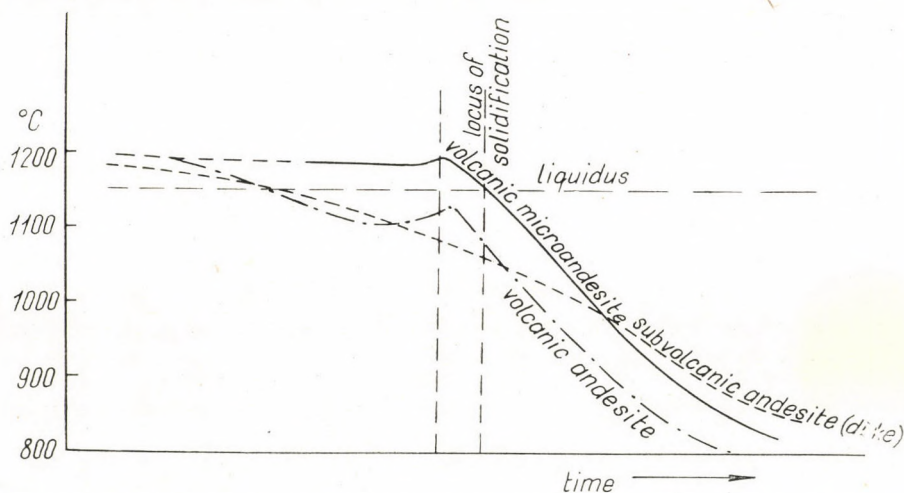


Fig. 13. Theoretical scheme of the cooling curves of microandesites as well as of porphyry-impregnated volcanic andesites and subvolcanic dike-andesites

consolidation, on the one hand, and that preceded it (partly pre-effusion phase), on the other, can be interpreted as follows (Fig. 13). In terms of RITTMANN's classification, microandesite has crystallized from a superheated lava, so that no change in the rate of cooling can be detected from the nucleus frequency curves. Among the phenocryst-bearing rocks, two groups can be distinguished: in the volcanic type there is a break on the cooling curve, that can be explained by changes in environment (eruption, oxidation); in the subvolcanic rocks of dike type (intrusion in narrow joints) there is, as a rule, no change in the rate of cooling, so that the cooling curve and consequently the nucleus frequency curve are devoid of break.

Average chemical composition of the pyroxene andesites of the Cserhát Hills in percentage [35]:

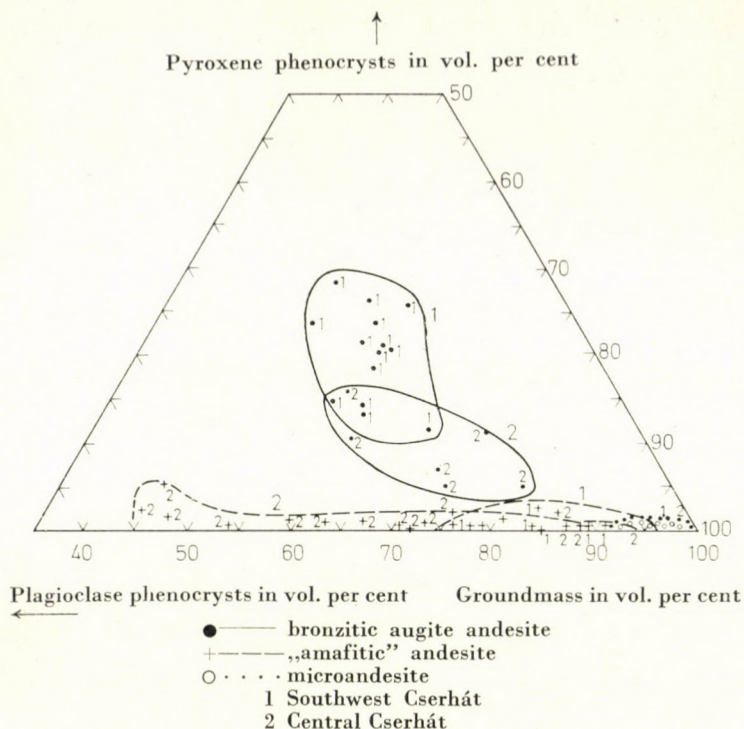


Fig. 14. Variation of the abundances of plagioclase and pyroxene phenocrysts as well as of the groundmass in the volcanic cycle of the Central and Southwestern Cserhát Hills

SiO <sub>2</sub>	54.70 per cent
TiO <sub>2</sub>	1.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.76
FeO	5.79
MnO	0.10
MgO	2.66
CaO	8.08
Na <sub>2</sub> O	3.37
K <sub>2</sub> O	1.75
volatile	1.65

The diagrams presented here allow to determine the rate of cooling of any pyroxene andesite samples of similar chemical composition, from which the size of the volcanic body can be approximately estimated.

In case of poorly exposed, incomplete volcanic and subvolcanic profiles, the behaviour or grain size and mineralogical composition allows conclusions to be drawn as to the original size of the rock body.

The average grain size and mineralogical composition of samples of dike rocks suggest a rate of cooling lower than the calculated average (Fig. 9). This can be explained by a pre-heating of the country rock [11]. In the southern dike

of the Southwestern Cserhát Hills an initial country rock temperature of 200 to 250 °C, in the dikes of the Central Cserhát Hills 150 to 200 °C, can be assumed. Between the points of 250 m and 380 m height *a.s.l.* of the 6 m thick bronzitic augite andesite dikes of Bereel (samples taken from the middle stretch of the dike) the difference in grain size, corresponding to the 130 m difference in elevation, is 45  $\mu$  for plagioclases, 10  $\mu$  for augite, and 17  $\mu$  for magnetite. From these figures the depth of erosion of the dike-laden parts can also be estimated: a maximum of 100 to 150 m in the western part of the Central Cserhát Hills and about 200 m along the southern dike of the Southwestern Cserhát Hills.

As regards the variation of volcanism in time, the unidirectional development of volcanic rocks — both quantitative and qualitative changes in the porphyric constituents — can be demonstrated here too, like shown for the Middle Andesite Group of the Mátra Hills [16]. The amount of porphyric plagioclases gradually decreases. Associated with abundant porphyric augite, bronzite occurs exclusively in the lava rock marking the first eruption. Augite phenocrysts are sporadic in the amafitic andesite, being confined to the groundmass in the subsequent phases. In Fig. 14 the abundance of  $> 200 \mu$  plagioclase and pyroxene phenocrysts of certain andesites and their groundmass content are shown. The abundance of porphyric pyroxene in the bronzitic augite andesites of the Southwestern Cserhát Hills is higher than in the corresponding rock of the Central Cserhát, which is in contrast with amafitic andesite. In the course of the volcanic cycle, the initial decline of the abundance of pyroxenic phenocrysts is followed by a decrease of the plagioclase-porphyric constituents.

The mineralogical composition is primarily dependent on the rate of cooling (SZÁDECZKY-KARDOSS [11]): at a slow cooling about 1000 °C, in dependence of vapour tension, various types of pyroxene, at a slow cooling about 900 °C amphibole phenocrysts, at a slow cooling about 800 °C biotite phenocrysts will be formed. At a high rate of cooling about 800 to 1000 °C amafitic andesite — microandesite — is formed. It was the material of the first eruption that intruded into the coldest environment, so that crystallization began already at a rather great depth, a fact warranted by the presence of ortho- and clinopyroxenes and by the high abundance of porphyric constituents. In the course of the subsequent eruptions, as a result of cross-heating of country rock and of a rise of the isotherms, phenocrysts will be formed at increasingly higher levels, closer and closer to the surface of effusion. The rate of cooling increases here and amafitic andesite is formed. The final product of volcanism, microandesite, is the result of the solidification of a lava devoid of phenocrysts while being exposed to the atmosphere.

## REFERENCES

1. QUENEAU, A. L.: *School of Mines Quarterly*. **23**, 181, 1902.
2. LANE, A. C.: *Studies of the grain of igneous intrusives*. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **14**, 369, 1903.
3. ROSENBUSH, H.: *Elemente der Gesteinlehre*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart, 1898.
4. IDDINGS, J. P.: *Igneous rocks. Composition, texture and classification, description and occurrence*. New York, 1909.
5. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: *Über den Kristallinitätsgrad der Eruptivgesteine und seine Beziehungen zur Erzverteilung*. *Mitt. Berg. Hüttenm. Abt. Sopron*, **13**, 251, 1941.
6. ROSENFELD, M. A.—JACOBSEN, L.—FERN, J.: *A comparison of sieve and thin section technique for size analysis*. *Journ. Geol.* **61**, 114, 1953.
7. GREENMAN, N. N.: *On the bias of grain size measurement made in thin section*. *Journ. Geol.* **59**, 447, 1951.
8. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PESTY, L.: *Ein Verfahren zur exakten Auswertung der Magmatittexturen*. *Acta Geol.* **7**, 39, 1962.
9. HERMANN, M.: *Magmás kőzetek szövétének mennyiségi értelmezése (Interprétation quantitative des structures des roches magmatiques)*. *Földt. Közl.* **83**, 129, 1953.
10. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: *On the determination of the depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits*. *Acta Geol.* **4**, 341, 1957.
11. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: *On igneous rock textures, their mineralogical composition and cooling curves*. *Acta Geol.* **11**, 221, 1967.
12. NOSZKY, J.: *A Cserhát hegység földtani viszonyai (Geology of the Cserhát Hills)*. Stádium, Budapest, 1940.
13. SCHAFARZIK, F.: *A Cserhát pyroxén andezitjei (Pyroxene andesites of the Cserhát Hills)*. *Földt. Közl.* **23**, 277, 1893.
14. VENDL, A.: *A Cserhát piroxénandezitjairól (On the pyroxene andesites of the Cserhát Hills)*. *Mat. Term. Tud. Ért.* **49**, 504, 1932.
15. BUDA, GY.: *Középső cserhádi piroxénandezit telérek földtani vizsgálata (Geological investigation of pyroxene andesite dikes in the Central Cserhát Hills)*. Manuscript. 1965.
16. KUBOVICS, I.: *ÉK- és Ny-Mátra ásvány-közetani vizsgálata (Mineralo-petrographic investigation of the Northeastern and Western Mátra Mountains)*. Candidate's thesis in manuscript. 1966.
17. ÁRKAI, P.: *A DNy-Cserhát magmás kőzetc fáciesei, a piroxén-andezitek kristályosodási viszonyai (Igneous petrofacies of the Southwestern Cserhát Hills, conditions of crystallization of pyroxenic andesites)*. *ELTE TTK Kiadv.* **3**, 1967.
18. ÁRKAI, P.: *Correlation of quantitative petrographic characteristics of pyroxene andesites in the volcanic complex of the Southwestern Cserhát Hills*. *Ann. Univ. Sci. Budapest. Sectio Geol.* **11**, 1968 (In press).
19. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PANTÓ, G.—SZÉKY-FUX, V.: *A preliminary proposition for developing a uniform nomenclature of igneous rocks*. *Int. Geol. Congr. Rep. XXI. Sess. Copenhagen 1960. Part. XIII*, 287, 1960.
20. INGERSOLL, L. R.—ZOBELL, J.: *An introduction to the mathematical theory of heat conduction, with engineering and geological applications*. Ginn and Co. Boston, 1913.
21. LOVERING, T. S.: *Heat conduction in dissimilar rocks and the use of thermal models*. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **47**, 69, 1936.
22. LARSEN, E. S.: *Time required for the crystallization of the great batholith of Southern and Lower California*. *Amer. J. Sci. Daly Vol.* **243 A**, 399, 1945.
23. JAEGER, J. C.: *The cooling of irregularly shaped igneous bodies*. *Amer. J. Sci.* **259**, 721, 1961.
24. YODER, H. S.—TILLEY, C. E.: *Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Washington*, **55**, 196, 1956.
25. KOPECKY, L.—VOLDAN, J.: *Crystallization of melted rocks*. *Geotechnika*. Praha, 1959.
26. RICHTER, D. H.—MURATA, K. J.: *Petrography of the lavas of the 1959—60 eruption of Kilauea Volcano, Hawaii*. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **537-D**, 1, 1966.
27. MOORE, J. G.—EVANS, B. W.: *The role of olivin in the crystallization of the Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii*. *Beitr. Miner. Petr. Mitt.* **15**, 202, 1967.
28. WINKLER, H. G. F.: *Kristallgrösse und Abkühlung*. *Beitr. Miner. Petr. Mitt.* **1**, 86, 1947.
29. WINKLER, H. G. F.: *Zusammenhang zwischen Kristallgrösse und Salbandabstand bei magmatischen Gang-Intrusionen*. *Beitr. Miner. Petr. Mitt.* **1**, 251, 1948.
30. TAMMANN, G.: *Kristallisieren und Schmelzen*. V. J. A. Barth, Leipzig, 1903.

31. NEUBAUER, K.: Adatok a szilikátolvadék ismeretéhez (Contributions to the knowledge of silicate melt). *Földt. Közl.* **41**, 72, 1911.
32. DOELTER, C.: *Physikalisch-chemische Mineralogie*. V. J. A. Barth, Leipzig, 1905.
33. Леонтьева, А. А.: Кристаллизация двух оливиновых базальтов. *Зап. Всероссийского минер. общ.* **76**, 275, 1947.
34. VOLAROVICH, M. P.—LEONTIEVA, A. A.: Linear velocity of crystallization of rock melts as affected by pressure. *Comptes Rendus (Doklady) de l'Académie des Sciences de l'URSS.* **55**, 3, 241, 1947.
35. GYARMATI, P.: Kőzetminősítés problematikája Tokaj-hegységi példákön (Problems of the classification of volcanic rocks, as revealed by examples from the Tokaj Hills). *Földt. Közl.* **91**, 374, 1961.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ СКОРОСТЬЮ ОСТЫВАНИЯ,  
ТЕКСТУРОЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ СОСТАВОМ  
В ТОЛЩЕ ПИРОКСЕНОВЫХ АНДЕЗИТОВ В ГОРАХ ЧЕРХАТ

П. АРКАИ

Резюме

В настоящей работе рассматриваются несколько методов количественного анализа текстур и возможности применения данных методов. При помощи графиков текстурных характеристик в объемных процентах, с одной стороны, и графиков частоты кристаллических ядер, с другой, можно различать быстро остывающие вулканические фации и медленно остывающие субвулканические фации. Путем анализа известных по размеру тел горных пород можно найти корреляцию между статистическими характеристиками текстурных свойств породы (средние величины зерен плагиоклаза, авгита, магнетита, общее количество их кристаллических ядер) и выраженном в объемных процентах минералогическим составом, с одной стороны, и скоростью остывания магмы, с другой. По среднему размеру зерен и продолжительности остывания можно ориентировочно судить о скорости роста отдельных породообразующих минералов. Описанные в настоящей работе зависимости позволяют определить скорость остывания любого образца аналогичного химического состава, температуру предварительного нагревания боковой породы около даек и, косвенно, даже степень денудации.

## VOLCANISM AND PETROCHEMICAL CHARACTER OF THE NORTHERN BÖRZSÖNY MOUNTAINS

By

GY. PANTÓ

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

Mountains can be divided into three major periods: 1. Introductory acid action resulting in a strato-volcanic series of considerable thickness; 2. formation of a collapse caldera and of subvolcanic rocks; 3. dikes and subvolcanic bodies on the caldera rim and on the western border of the mountains. In the first two periods, development started with acid rocks (dacite), to end with basic rocks (pyroxene andesite); basic products failed to appear in the third. The development of volcanism proceeded from east to west and exhibited a tendency towards the gradual concentration of initially separate outbreaks.

The rocks result from a uniform, none too differentiated volcanism of the orogenic calc-alkali type. The tendencies of crystallization were the same in all three periods, with an abrupt decrease of Mg in the "critical" range of intermediate composition. In spite of the trend from acid to basic within the individual periods, the deviation from fractional crystallization cannot be deduced from the hypothesis of a single magma chamber. The cause of the changes was presumably the upsurge of little differentiated but previously hybridized magma through some of the near surface magma chamber. The decrease of Mg at the ends of the periods coincided with the cessation of hornblende formation; this can be explained by magma flow from a deeper chamber, after the evacuation of the secondary magma chamber, as well as by the relevant transpiration processes.

Our knowledge concerning the composition of the groundmass of extrusive rocks has been substantially enriched by the application of computation methods first introduced by SZÁDECZKY-KARDOSS.

A closed relationship seems to exist between the formation and collapse of the caldera on the one hand, and the big central source of the strato-volcanic rocks, the probable depth of the basement rocks and the secondary magma chambers of 4 to 5 km supposed depth on the other. Conclusions as to secondary magma chambers are to be based on features of magma tectonics, petrochemistry, mineralogy, petrology and contamination.

The mechanism of caldera collapsing can be barely explained by the compaction of Oligocene rocks. The gradual collapse seems to be due to the emptying of near-surface magma chambers. For the emptying of the chambers, the hypothesis based on the displacement of limestone can be admitted.

As was shown already by previous research [11], the northern Börzsöny Mountains (part of the connected volcanic region of the Szentendre—Visegrád and Börzsöny Mountains, cut in two only morphologically by the Danube) had an evolution history different from that of the rest of the region. The southern part of the Börzsöny Mountains largely consists of monogenic central cones and subvolcanic bodies, as contrasted to a uniform strato-volcanic structure in the northern part. A collapsed caldera structure with subvolcanic rocks is situated between the two regions of different evolution. The differences in sedimentary formations between the eastern and western rim become apparent also in the volcanic development.

There are only indirect indications such as xenoliths, structural features, surface data and drillings which permit to conclude upon the pre-Tertiary basement of the mountains. The Triassic basement supposed to underlie the Southern Börzsöny Mountains, should be identical in lithology with the rocks of South Alpine facies known in the Naszály and Pilis Mountains. Structural data and the distribution of high-carbonate subvolcanic andesites suggest the extent of the Triassic formations, still on the surface at the end of the Mesozoic, to have been limited by a fault of NE-SW or possibly ENE-WSW trend passing through Csóványos and Nagyinóc peaks. Little is known of the crystalline basement to the north of the said line. On the basis of xenoliths of granite, gneiss, mica schist and quartzite of various colour it is supposed to be identical with the crystalline of the Vepor Mountains, which was on the surface till the late Tertiary [33]. Considering the composition of the Helvetian gravel, the uppermost part of the basement presumably consists of Triassic formations under the northern border of the mountains or near to it. As to the composition of the gravel apart from the material of the nearby crystalline substratum, the sedimentary rocks of the Bükk Mountains occur in abundances up to fifty per cent (mostly a dark grey dolomite besides dark limestone, marl, fine-grained micaceous and calcareous sandstone and silex). The same types of rocks were found to crop up also in the nearby volcanic region of Selmec.

The sediments preceding the Tertiary volcanism crop out mainly on the eastern border and in the foreland of the mountains. Lower Oligocene occurs in more distant regions, but Upper Oligocene only on the border proper in a regressive facies, but without the evidence of erosion in the lower Miocene [1]. The thickness of the Upper Oligocene can be taken for 500 m in this region and, as Oligocene strata are known also in the SW corner of the mountains, the existence of a continuous Oligocene belt with deposits whose thickness decreases westwards is probable under the volcanics. There are terrestrial gravel beds and a transgressive marine facies above the Oligocene, in the Helvetian [10]. It is the subvolcanic bodies, possibly Middle Helvetian [7], that penetrated into the said Oligocene and Miocene strata, and the forms characterized by stratified tuff and initial lava flow that mark the beginning of volcanism.

The Tertiary sediments preceding volcanism are unknown on the western border. Whereas it is just on the western border that those posterior to volcanism are thickest and most variegated [20]. The latter prove a marginal transgression posterior to volcanism, their most characteristic rock type is lithothamnian Leitha limestone forming a number of separate rags of various facies in the different embayments of the seashore. Remarkably enough, it contains no primary andesite material on the eastern border [3]. The Tortonian sea readed in the Sarmatian epoch and laid the region dry [21].

Volcanism is characterized by a succession of major cycles of eruption acid at the outset; in the first two cycles, a definite increase of basicity

is observed, whereas there is no trace of basic products in the third cycle. In the course of this evolution volcanism was displaced towards the west, exhibiting all the while a remarkable harmony with the basement structure.

The evolution of volcanism in the Börzsöny Mountains took a relatively short time. It comprised the period from the oldest laccoliths of dacite and garnetiferous biotite-andesite of the Middle Helvetian [7], appearing on the eastern side, to the Upper Tortonian Leitha limestone that marked the end of volcanism. Evolution took place in three phases reflected also in the chemical composition of the products.

1. Acid subvolcanic and volcanic eruptions on the eastern border of the mountains, with a resulting large-scale strato-volcanic development. The oldest subvolcanic and volcanic formations on the eastern border of the mountains (dacite, garnetiferous biotite-andesite, and biotite-amphibole andesite) are closely related to each other [8]. Laccoliths and subvolcanic bodies penetrating into the older sediments were predominant at first to be gradually superseded by lava flows and tuff bands in the nearby contemporaneous sediments, respectively proceeding as time passed from the present border of the mountains toward its interior. The garnet content ubiquitous in the magmatic bodies on the borders of the mountains indicates a lasting geochemical interaction with sedimentary rocks which furnished the Ca and Al required for garnet formation. The presence of the products of acid introductory volcanic activity in the interior of the mountains cannot, however, be proved beyond all doubt. The garnetiferous amphibole chloroandesite traversed by the prospect adit at Nagy-Börzsöny was attributed to this category by PANTÓ and MIKÓ [15], on the basis of some petrographical analogies. There is structural and petrographical evidence to ascribe also the amphibole-biotite andesite on the NW slope of Godóvár peak to the phase in question, although it is in a structurally dislocated position. The garnet content, however, is not characteristic for the rocks in the interior of the mountains; even where it appears at all it is far more scarce than in the border region. This phenomenon suggests a weakened interaction between the magma and the underlying sediment indicating a reduced thickness but not the absence of clayey, sandy, gravelly and calcareous deposits. Earlier statements claiming that garnetiferous rocks outweigh garnetless ones in the initial eruptions [22] proved to hold only for the marginal regions of the mountains, rather than for their entire mass. SZABÓ [22] stated garnet to be of stratigraphic value, *i.e.* characteristic for the oldest rocks: this is indeed true for the marginal magmatic rock bodies of the Börzsöny Mountains. The situation that made possible such an intimate contact with thick sediments was one in which volcanic vents had not yet fully developed in the sediments in question.

The source of the introductory acid volcanics is unresolved as yet. It can be taken for granted, however, that the volcanics in question were not pro-

duced by a single central eruption: their origin from several minor eruptions or penetrations is more probable.

The introductory acid volcanic activity of a more contaminated character changed gradually into a high-energy eruption in the stricter sense of the term. Simultaneously, the centres of eruption shifted westward and converged to assume an increasingly central character. The transition toward the big central strato-volcano was marked by a lithic tuff, exposed at several points in the mountains containing xenoliths from the crystalline basement, quartz pebbles and big amphibole and pyroxene crystals. This eruption was the first sign of a tremendous paroxysm; its product, presumably scattered all over the mountains, grades with increasingly coarse grain sizes into the great agglomerate complex.

With the channels of eruption opening up to full size and with the development of a big centre of eruption west of the Csóványos, the agglomerate becomes coarser with restricted amounts of tuff and a very large volume of products. The agglomerate complex is interrupted by numerous smaller lava flows in three principal phases. From the structural point of view, this strato-volcanic activity characterized by real pyroclastics and andesite lavas constituted a single connected chain of events. The rapid succession of lava flows and outbreaks of pyroclastics produced andesites first with a varying proportion of amphibole and hypersthene, then with amphibole and some pyroxene and finally a pure pyroxene andesite. In this phase volcanism was already of a definitely central character in the central and northern regions. The chemical, structural, mineralogical and textural characteristics of the material prove convincingly enough its lava origin, as well as the circumstance that the great strato-volcanic series of the Börzsöny Mountains developed in a relatively short time out of a deep andesitic magma, surging with considerable force practically unchecked through a well-developed volcanic channel. The end of the phase was characterized by decreasing energy; the eruption of pyroxene andesite did not produce pyroclastics dispersion and volcanism attained a period of relative quiet.

2. Formation of a central collapse caldera with a retinue of subvolcanic rocks. At the end of the volcanic development that involved huge volumes of material and a rapid succession of events, the main line of activity shifted to the subvolcanic formation of hypomagmatic and partly metamagmatic rocks and to the development of a caldera. The position of the caldera was influenced by the disposition of the basement tracts and by the structural limit between the Triassic and the metamorphic rocks of Veporid character; the caldera of about 6 by 2 km size extended NE-SW, followed a basement structure nearly parallel to it. Recent gravity measurements [24] indicate though that the supposed lineament in the basement is situated slightly farther south, passing through Nógrád, in an east-northeasterly direction.

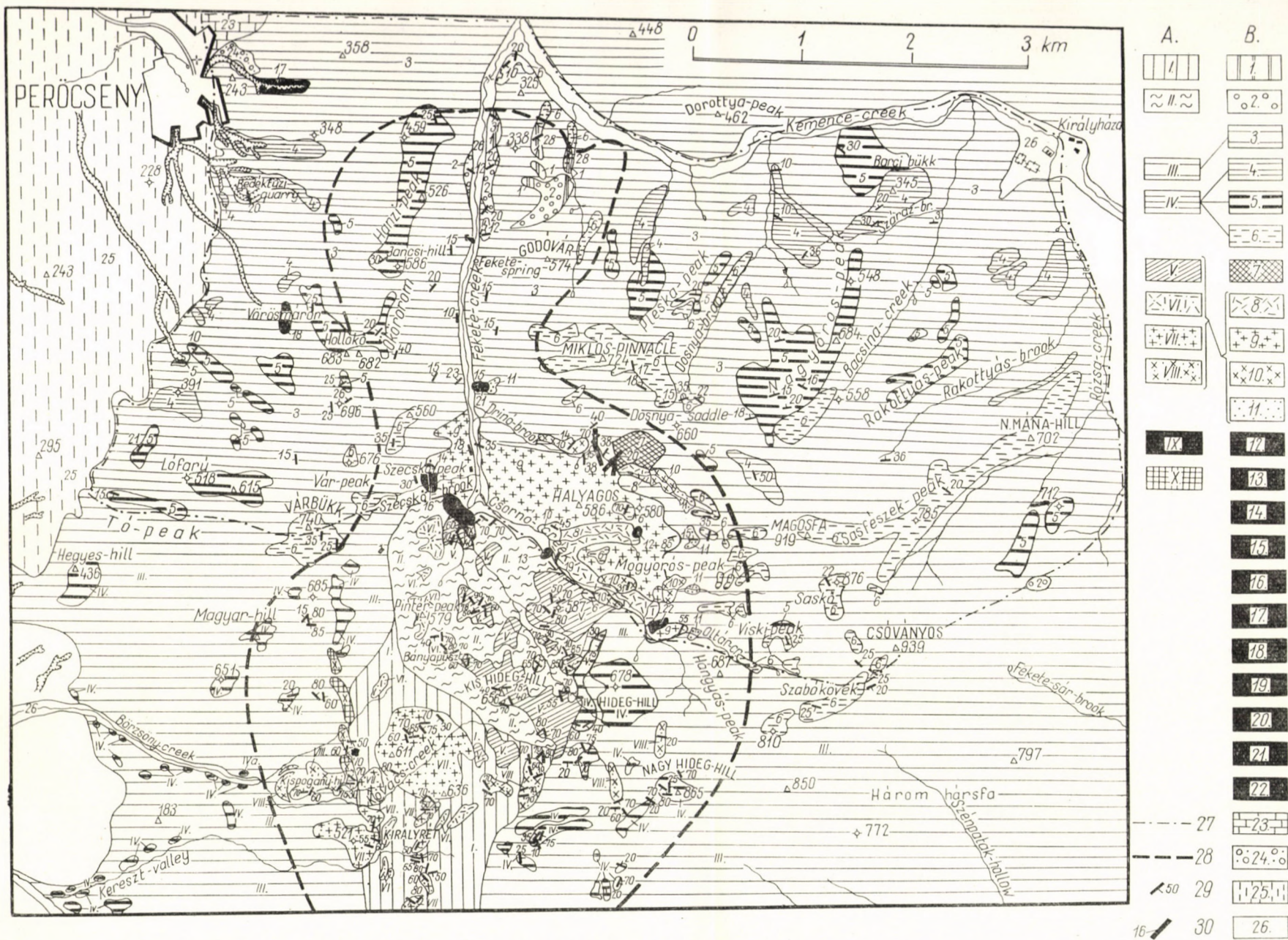


Fig. 1. Geological map of the Northern Börzsöny Mountains.

A. Survey by G. PANTÓ in 1946 corrected in 1964. Southern region. Initial phase. I. Garnetiferous amphibole chloroandesite; II. Amphibole chloroandesite. Main paroxysm: III. Pyroxene-amphibole andesite agglomerate; IV. Pyroxene-amphibole andesite; Collapse: V. Biotite-amphibole chloroandesite; VI. Biotite-amphibole andesite; VII. Biotite-amphibole chlorodacite; VIII. Amphibole-pyroxene andesite; Final activity: IX. Altered amphibole ( $\pm$  biotite) andesite; X. Green amphibole andesite;

B. Survey by GY. PANTÓ in 1963–1966. Northern region.

Initial phase and strato-volcanic series. 1. Biotite-amphibole andesite; 2. Lithic tuff; 3. Pyroxene-amphibole andesite agglomerate; 4. Hypersthene-amphibole andesite; 5. Pyroxene-amphibole andesite; 6. Amphibole-pyroxene andesite—pyroxene andesite.

Formation of a collapse caldera. 7. Endometa-pyroxene-amphibole andesite agglomerate; 8. Rocks containing sulphide; 9. Iddingsitized and chloritized (Diabantitic) rocks; 10. Rocks of a carbonatic-argillaceous and limonitic-goethitic-argillaceous character; 11. Oxyandesites.

Dyke and subvolcanic bodies on the caldera rim and on the western border of the mountain: 12. Amphibole-biotite dacite; 13. Biotite chlorodacite with garnet and calcite; 14. Biotite-amphibole dacite; 15. Striated biotite-amphibole andesite with garnet; 16. Hypersthene-amphibole andesite; 17. Biotitic green amphibole-andesite; 18. Amphibole oxyandesite with pyroxene; 19. Biotitic green amphibole chloroandesite with quartz; 20. Green amphibole chloroandesite with biotite and hypersthene; 21. Hypersthene-amphibole andesite with garnet; 22. Pyroxene amphibole chloroandesite.

Sedimentary formations: 23. Leitha limestones, upper Tortonian; 24. Terrestrial gravel beds, upper Sarmatian; 25. Loess, loam, Pleistocene; 26. Alluvia Holocene; 27. Boundary of the northern and southern mapping areas; 28. Caldera area on the basis of Bouguer anomalies; 29. Diacase and platy deavage due to cooling; 30. Distorted symbols of the formations under 12–22 for use in case of dykes.



There is close relationship between the formation and collapse of the caldera on the one hand, and the source of the strato-volcanic rocks, the carbonate rocks of the basement, and the secondary magma chambers developed at a depth of 4 to 5 km along the fault separating the two basement members on the other. The existence at that line of secondary magma chambers under the central area of the mountains is implied by the highly variegated petrological characteristics and the irregular course of the differentiation curve (Fig. 4); also phenomena which can be explained only by assuming a prolonged stay in an intermediate volatile-rich environment, such as the increasing amphibolization of already crystallized hypersthene, resorption and recrystallization in zonal plagioclases,  $H_2O$  and  $CO_2$  intake and relative enrichment of Ca. All these factors played a role also in the hypo- and metamagmatic crystallization of the subvolcanic rocks within the caldera.

The secondary magma chambers are supposed to have formed a string along a structural lineament of the basement, parallel to the major axis of the present caldera;  $H_2O$  and  $CO_2$  intake must have been intense in them. The caldera collapsed gradually and stepwise, as the individual magma chambers near the surface emptied. This resulted in very complicated relationships of juxtaposition in the arrangement of the rocks within the caldera.

Although an Oligocene tract is supposed to underlie the mountains, the compaction of the underlying strata could hardly have played a role in the formation of the caldera [6]. The most obvious hypothesis involves the development of near-surface magma chambers by limestone displacement. In this case the magma accumulates enormous energy from the released  $CO_2$  and the concentration of volatile, so that the magma chamber can be evacuated almost completely, thus producing conditions favourable for a collapse. A substantial geostatic pressure and the loosening up and subsidence of a huge mass of strato-volcanic rocks above the secondary magma chambers may bring about pressure shadows suitable for receiving subvolcanic bodies. The sinking of the mass of rocks engenders lateral pressures that put a stop to sinking at a given level; the lower part will be able, however, to go on sinking for a while, and thus a low pressure space can be formed, permitting the penetration of the magma of the secondary chambers. The evacuation of the first magma chamber that would initiate the collapse is not yet dependent upon the existence of another empty secondary magma chamber, as the first evacuation can take place toward the volcanic vent; nevertheless, collapse may be induced by a minor compaction of the underlying sedimentary strata.

This disposition may give rise to intense interaction between the individual bodies, with a profound transformation of the shattered rocks of the strato-volcanic series. This, in turn, explains why in the mapping of rocks within the caldera (Fig. 1), it is not so much the types characterized by the individual dark constituents that play the main role but the types defined by

secondary characters acquired during alteration at various subvolcanic levels. Thus in the actual caldera, as defined topographically, the decisive factor is the zonal arrangement, although the development from acid to basic can be recognized, too. Depending on the distance from the shattered and loosened up strato-volcanic rocks, the rock bodies within the caldera show a hypo-, endometa-, or exometamagmatic evolution. In function of the secondary products of these processes, the following zones can be distinguished:

1. Zone of rocks containing sulphides;
2. Zone of chloritized (diabantitic) or iddingsitic rocks, depending on the predominance of oxidation or reduction;
3. Zone of carbonatized-argillaceous and limonitic-goethitic-argillaceous rocks;
4. Zone of oxyandesites.

In general, caldera rocks are high in calcite. The dark constituents are less important within the caldera and not only because of the remarkable fluctuation in abundance within the individual rock bodies but also on account of alteration phenomena, as the type of the alteration product depends, first and foremost, on the nature and intensity of the processes involved and the migration of the elements rather than upon the coloured constituents.

The chemical composition of the country rock leaves its mark on the composition of the subvolcanic body. As a result, carbo-, hydro-, chloro-, sulpho-, silico-, hypo- and metamagmatic rocks of various kind appear, often with overlapping variants.

As regards rock types, there is a great variety from amphibole-biotite-dacite through quartz andesite to amphibole-pyroxene-andesite. It is impossible, however, to establish their succession, partly because some of the formations are of about the same age and partly because of the "intrusion mechanism" that resulted in their disposition.

3. Dykes and subvolcanic bodies on the rim of the caldera and on the western border of the mountains. After the formation of the caldera and of the subvolcanic bodies partly overlapping the end of the second phase, a third volcanic phase begins, likewise with a dacite. This phase does not, however, proceed to such a degree of basicity as experienced in the two previous phases. This final activity is characterized by a weakening of the volcanic forces, by the formation of dykes and stocks. The late dykes in question appear on the rim of the caldera, along radial faults, and fissures of northern mean strike, traversing through both the strato-volcanic series and the formations within the caldera.

Their rocks are closer in nature to the ortho-rocks but, as a matter of course, hypo- and metamagmatic features still appear in the hotter parts of their interior. Garnet crops up once more. At the same time, acid andesites appear, not only on the rim of the caldera but also on the western border of

the mountains, linked to the faults of the border region; this is a sign of the continued westward displacement of volcanism, on the one hand, and of structural events affecting the entire area of the mountains, on the other. The above mentioned fault on the western border of the mountains was also confirmed by geomagnetic measurements [24], by the abrupt cessation of certain anomalies along the Letkés—Vámosmikola line.

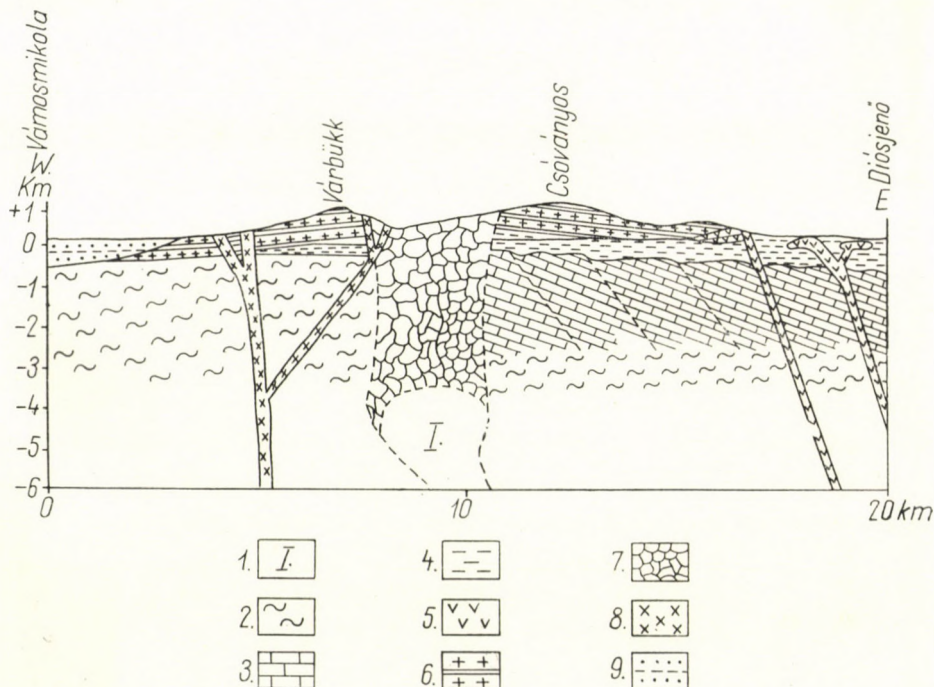


Fig. 2. Outline of the profound volcanic structure of the Börzsöny Mountains

1. Former secondary magma chamber; 2. Metamorphic basement; 3. Triassic limestone basement; 4. Tertiary cover preceding volcanism; 5. Initial volcanic activity on the eastern border; 6. Strato-volcanic rocks; 7. Caldera; 8. Penetrations on the western border; 9. Tertiary cover following volcanism

The evolution of the three phases of volcanism is illustrated in Fig. 2 by means of an E-W profile sketch schematically showing also the structure of the basement.

Leaving aside local structures directly due to the volcanic and subvolcanic evolution, the two main structural directions are about E-W and N-S in this part of the mountains. In the interior of the mountains, the E-W direction is represented by the Kemence brook and Csarnó brook valleys, this latter with a slight deflection towards NW. A considerable vertical displacement had taken place in both cases; with that along the fault line in the Kemence brook valley must have been the greater one. This is confirmed also by the circum-

stance that the steep and tall agglomerate and lava wall on the northern side of the Kemence brook is in a more elevated position than the area south of it. The same fault resulted also in the uplifting of the products of the initial volcanic activity on the northern side of Godóvár peak. The fault line in the Csarnó brook valley cuts the northern part of the caldera. It may be due to it that while the garnetiferous and garnetless amphibole-chloroandesites produced by the early initial activity are rather thoroughly exposed in the southern regions, nothing but altered strato-volcanic elements and subvolcanic rocks crop out in the northern region. Along the fault in question, subvolcanic bodies and dykes are aligned (Fig. 1).

The fault in N-S direction, *i.e.* the Fekete brook valley, hardly younger than contemporaneous with the E-W faults had brought about no vertical displacement. The latest dislocations of the western border may well be due to this fault system.

### Petrochemical conditions

For the time being, 95 chemical analyses of Börzsöny Mountains rocks are available. Data have been condensed into an AFM diagram ( $A = \text{alkalines}$ ,  $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ , and  $M = \text{MgO}$ ), with separate symbols for ortho- and hypo + meta-rocks; the basalt-andesite-dacite-riolite sequence of crystallization of the calc-alkali group of rocks is also shown on the basis of its DALY mean values (Fig. 3).

The analyses cover a relatively narrow field. As for the distribution of the ortho- and altered rocks no essential regularity could be observed; hence alteration did not occasion profound changes, at least as regards the proportions of alkalis, iron and magnesium, while impressing a hypo or meta character on the rocks. Consequently, the alterations must have resulted largely in the rearrangement of the elements in question into other minerals and in changes in  $\text{CO}_2$  and humidity content and in the degree of oxidation. The only recognizable differentiation is reflected by the circumstance that the projection points of altered rocks tend to concentrate in the lower part of the field. Another aspect of the same phenomenon is that rocks of high serial number (*i.e.* high  $\text{SiO}_2$  content) are more frequent among the altered rocks.

As compared to the almost straight line of the DALY mean values, the overwhelming majority of the Börzsöny Mountains rocks is slightly poor in Mg and rich in Fe.

Examining the course of differentiation in an AFM triangle diagram, a somewhat surprising critical phase is observed within the andesite field, which cannot be explained solely on the basis of fractional crystallization. In the cases examined thus far the critical phase of the AFM differentiation

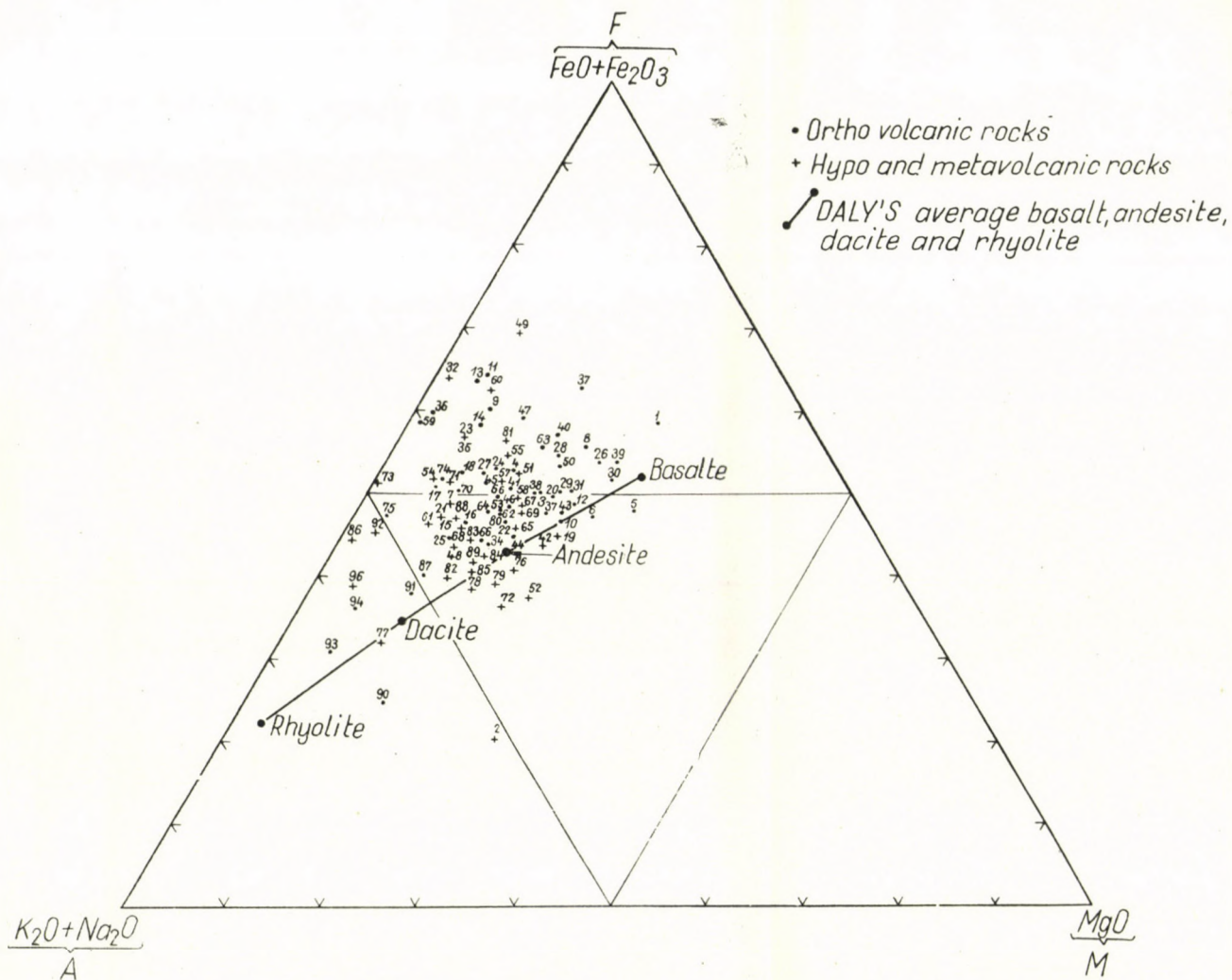


Fig. 3. Plots of the chemical analyses of Börzsöny Mountains rocks in an AFM triangle diagram. Numeration in the order of increasing SiO<sub>2</sub> content. Nos. 1 to 3: 44.72 to 49.47 per cent SiO<sub>2</sub>. Nos. 4 to 30: 51.29 to 54.99 per cent SiO<sub>2</sub>. Nos. 31 to 81: 55.05 to 59.75 per cent SiO<sub>2</sub>. Nos. 82 to 92: 60.06 to 62.59 per cent SiO<sub>2</sub>. Nos. 93 to 95: 63.73 to 69.05 per cent SiO<sub>2</sub>.



diagram consists in a rapid and simultaneous decrease of Fe and Mg following the phases of decreasing Mg and increasing Fe.

Quite a few hypotheses have been put forward to solve this problem. Let us mention as examples the direct fractional crystallization of the basaltic magma, the fractional melting of the crystallized basalt, hybridization, contamination with magmatic and sedimentary rocks, basaltization of a granitoid magma, etc. In the course of fractional crystallization the Fe : Mg ratio exhibits an increasing trend in the successive solid phases. Accordingly, as was pointed out by FENNER, the theory of fractional crystallization requires by the same token the decrease of the proportion of iron in the residual liquid. Hence, if a decrease of the iron content entails a parallel decrease of the magnesium content a process other than fractional crystallization has to be involved.

The close relationship between basalt and andesite is beyond doubt but not yet explained genetically.

According to TILLEY [32], the fractional crystallization of basalt is complemented by other processes: it is by this means that orogenic andesites with a relatively low Fe : Mg ratio and a high content of Al come to exist; he offers the assimilation of sialic material as an explanation.

Differentiation was investigated in several classic sites, as illustrated in the AFM diagram of Fig. 4. It was found that the differentiation of basic magma started with a decrease of Mg and a simultaneous enrichment of Fe, with a tendency from the point M toward the point F, a subsequent rapid reflexion in the critical area in the intermediate field, and a simultaneous marked decrease of both Fe and Mg toward the point A. The same result was obtained on the Skaergaard rocks [35], the Duluth and Logan sill rocks (Minnesota) [32] and the Breven and Hällefors dykes [35].

In the following, we shall examine the behaviour of the three volcanic phases of the Börzsöny Mountains. The Börzsöny volcanics are listed in Fig. 4, with items 1 to 6 relating to the introductory acid and strato-volcanic phase, items 7 to 11 to the caldera phase and items 12 to 14 to the late dyke and subvolcanic phase.

The values plotted in the diagram are listed in Table I. These values are the means of analyses on a given type of rock rather than analyses of particular rocks. The lack of simultaneous basaltic and rhyolitic products restricts the curves to the intermediate phase.

The succession of eruptions established in the course of the field work could be subdivided into three sharply distinct phases. The succession of the rocks of the first phase can be easily followed also in the field but this is not the case with the rocks appearing in complicated relationships of juxtaposition in the process of caldera collapse. It was reassuring, however, that the projection points (Fig. 4, points 7 to 11) obtained for succession of rocks of the

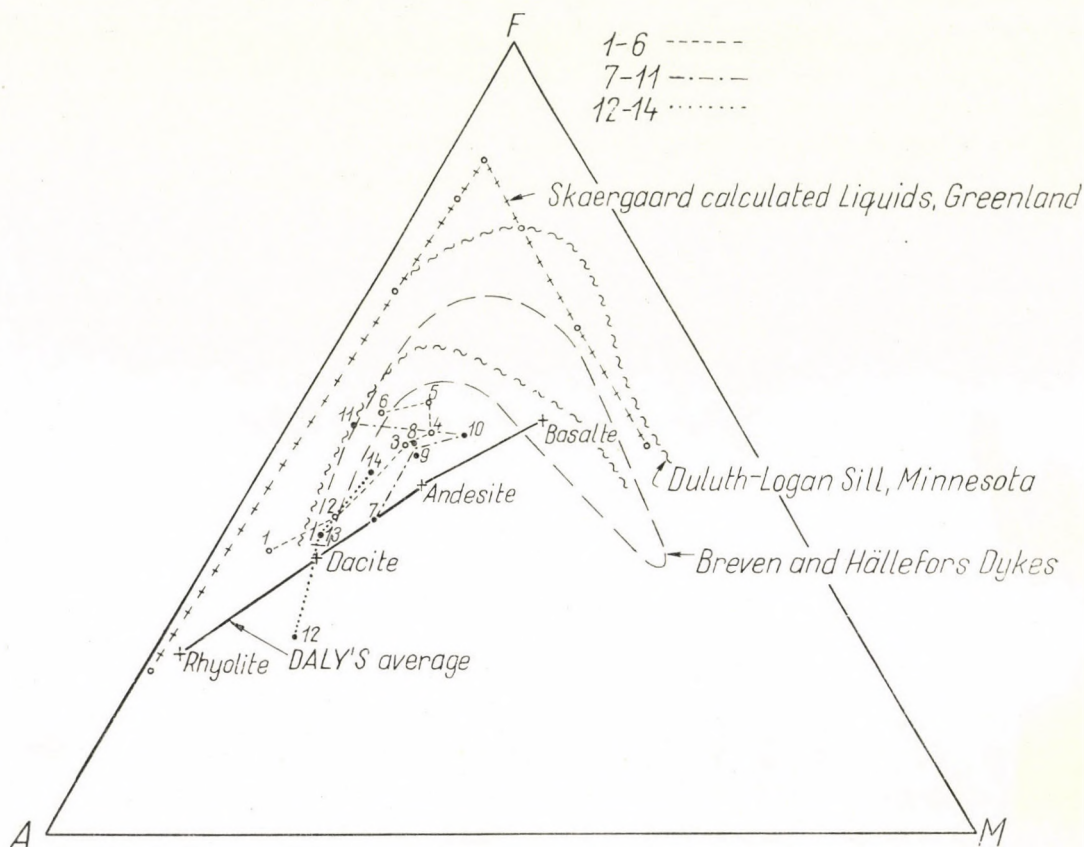


Fig. 4. Differentiation of the three volcanic phases indicated in Table I as shown by an AFM triangle diagram

- |         |   |
|---------|---|
| -----   | 1- 6 Initial acid and strato-volcanic rocks |
| -.-.-.- | 7-11 Caldera rocks                          |
| .....   | 12-14 Border dykes and subvolcanic bodies   |

second phase, made up on the basis of more scanty field data, resulted in a curve surprisingly similar to that of the first phase (Fig. 4, points 1 to 6). The curve of the third phase is also similar to those of the preceding two phases, with the difference, however, that the basic terms of irregular behaviour do not appear here any more.

The trends of differentiation given in literature are similar to those experienced in the volcanic phases of the Börzsöny Mountains. The latest effusive product — the pyroxene andesite — shows a tendency contrary to those of the investigated examples and does not fit into the intermediate phase. The development of the contaminated magma in the magma chamber passes through a phase with a rapid enrichment of Mg. In the case of the rocks of the effusive and the caldera phase, the crystallizing magma was

surging upwards: hence, we find the uppermost differentiation products of the magma chamber among the products of the first eruptions.

In the author's opinion eruptions derived from a secondary magma chamber in the Börzsöny Mountains; these chambers must have affected the formation of the collapse structure, too. Besides the phenomena of alteration, the conditions of amphibole formation, the intake of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  and resorptions, the existence of secondary magma chambers is made probable also by the irregularities of the differentiation curve.

The rapid decrease of Mg in the final eruptions of the individual phases coincides with the cessation of amphibole formation. The crystallization of the magma that stayed in the higher secondary magma chambers homogeneous but mixed with siallic material, first produced a rock series characterized by the increase of both Mg and Fe in the course of the eruption. On account of the accumulated volatiles the magma held up for a longer time in the second-

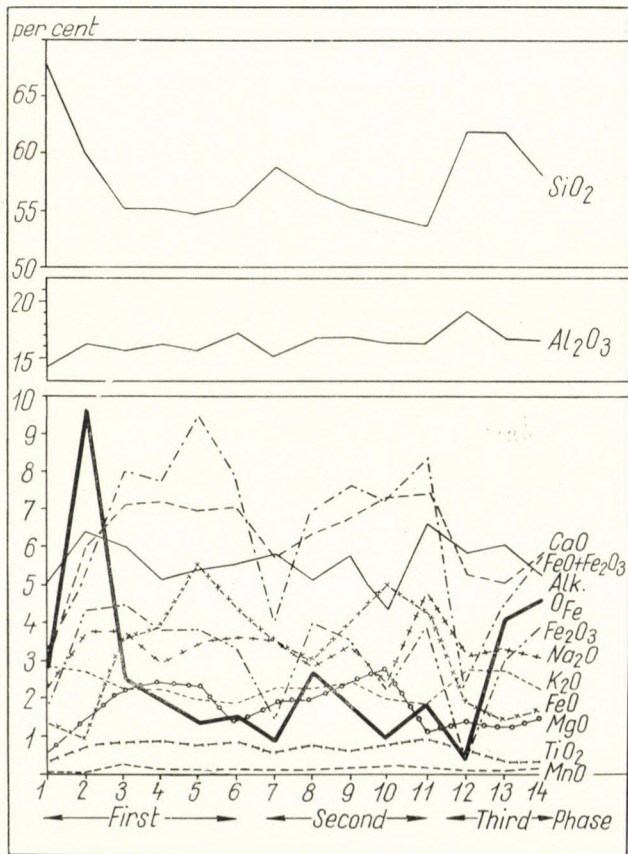


Fig. 5. Variation diagram of the rock types of the three volcanic phases indicated in Table I in the function of eruption or intrusion

ary magma chamber showed a decidedly explosive character (strato-volcanic group) or a heavily hypo-metamagmatic one. After its evacuation, the secondary magma chamber filled up with a less differentiated andesitic magma, coming from below from a deeper magma chamber.

Some of the magma in question poured out from the secondary magma chamber directly to the surface through the open vent. Thus the differentiation of this part of the magma could not take place in the secondary magma chamber in the way described above; the conditions for the formation of amphibole did not persist, nor could a vehement eruption take place since the magma passed rapidly through the volatile-rich environment.

Both my own considerations and the relevant literature [14] have led me to the conclusion that the differentiation taking place in the vent is the more vehement, the longer the preceding period of dormancy. If this hypo-

**Table I**  
*Average chemical composition of the 14 principal types of rocks produced*  
(Average reduced)

No.	Rock	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
1.	Biotite-dacite, Nógrád, eastern border	68.26	0.30	16.23	1.76	1.39
2.	Garnetiferous biotite-amphibole andesite, eastern border, initial phase	60.98	0.75	18.08	4.32	0.91
3.	Hypsthene-amphibole andesite, strato-volcanic group	55.03	0.82	17.78	4.43	3.55
4.	Pyroxene-amphibole andesite, strato-volcanic group	55.47	0.86	18.19	3.81	3.98
5.	Amphibole-pyroxene andesite, strato-volcanic group	54.82	0.77	17.68	3.83	5.56
6.	Pyroxene andesite, strato-volcanic group	55.79	0.84	19.01	3.33	4.44
7.	Biotite-amphibole dacite, caldera phase	58.99	0.53	17.02	1.48	3.54
8.	Amphibole andesite, caldera phase	56.71	0.75	18.57	3.96	3.02
9.	Pyroxene-amphibole andesite, caldera phase	55.33	0.60	18.70	3.58	4.01
10.	Amphibole-pyroxene andesite, caldera phase	54.60	0.77	18.21	2.23	5.01
11.	Pyroxene andesite, caldera phase	53.69	0.89	18.14	3.94	4.34
12.	Amphibole-biotite dacite, caldera and western border	61.98	0.63	20.98	0.40	1.97
13.	Amphibole andesite, caldera and western border	61.86	0.31	18.59	3.00	1.46
14.	Pyroxene-amphibole andesite, caldera and western border	58.08	0.34	18.32	3.99	1.73

thesis were generally accepted, it would yield for the Börzsöny Mountains that the period between the first and the second phases was shorter than the one between the second and the third phase.

The variation diagram (Fig. 5) plotted on the basis of the mean analysis data shown in Table I reproduces the changes of oxydic composition in the course of the three volcanic phases, in the function of eruption or penetration, respectively. The content of  $\text{SiO}_2$  shows a gradual decrease in all three phases in the course of the eruption; it is almost unchanged in the great uniform group of the strato-volcanic series (Fig. 5, items 3 to 6). Similarly, the content of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  turns out to be nearly constant throughout the three phases. The enrichment of iron in the more basic members is less easily traceable in the curves of  $\text{FeO}$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , on account of the changes of the degree of oxidation, but it is clearly reflected by the curve of  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  in a tendency paralleling

by the three volcanic phases of the Börzsöny Mountains  
to 100)

MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	O <sub>Fe</sub>
0.05	0.52	2.90	2.86	2.23	0.07	0.79	2.42	0.20	2.53
0.06	1.43	5.92	2.96	3.74	0.15	0.30	0.57	0.10	9.49
0.28	2.22	7.09	2.26	3.80	0.25	1.07	1.34	0.08	2.50
0.15	2.41	7.21	2.22	2.94	0.24	0.71	1.31	0.50	1.91
0.13	2.35	6.97	1.96	3.44	0.44	0.52	1.28	0.25	1.38
0.13	1.33	7.06	1.88	3.65	0.22	0.67	1.45	0.20	1.50
0.12	1.93	5.73	2.26	3.57	0.10	0.66	2.13	1.94	0.84
0.11	1.98	6.34	2.27	2.85	0.18	1.60	1.30	0.36	2.62
0.17	2.46	6.79	2.40	3.40	0.21	0.77	1.29	0.32	1.78
0.25	2.78	7.32	1.99	2.42	0.17	0.57	2.45	1.23	0.89
0.18	1.09	7.45	1.85	4.84	0.08	0.31	1.60	1.60	1.82
0.10	1.38	5.24	2.76	3.11	0.17	0.17	1.11	—	0.41
0.09	1.25	5.05	2.72	3.33	0.18	0.43	1.72	—	4.11
0.17	1.48	6.89	2.21	3.09	0.19	1.40	1.79	0.32	4.61

that of the MgO curve apart from the aforementioned decrease in the pyroxene andesite phase.

Considering the changes of the  $O_{Fe}$  curve, it might be found surprising that this curve reaches a maximum in the initial and final phases of volcanism. The importance of this phenomenon in volcanology was first pointed out by SZÁDECZKY-KARDOSS [31]; in his interpretation, the magma of an originally low oxidation potential initially acquires a higher oxidation potential among sediments of a higher mean oxidation potential; the subsequent increase of the magmatic material impresses the low oxidation potential of the abyssal magma upon the entire body; finally, with the decrease of magmatic energy, the environment of a higher oxidation potential regains its preponderance.

As regards alkalis, no essential change in tendency can be traced. In a general way the rocks of the Börzsöny Mountains contain less alkalis than those of the Mátra or Tokaj Mountains. The CaO curve is contravariant to the  $SiO_2$  curve, ranging from 2.90 (first product) to 7.45 (end of the caldera phase).

Let us state finally that the Börzsöny Mountains is an excellent example of orogenic calc-alkali volcanism with uniform, little differentiated products ranging from dacite to rather basaltic andesite. Crystallization exhibits the same general tendency in each of the three phases of eruption. The critical Mg-poor stage in the intermediate phase is attributable to a supply of less differentiated hybrid magma following the evacuation of some of the near-surface magma chambers. The relatively high Ca content of the rocks and the metamorphic xenoliths encountered at several points indicate a hybridization with gneiss and carbonate rocks; this process took place in two stages, *i.e.* in a deeper and a higher magma reservoir.

#### **Investigation of the mineral and chemical structure of the rocks by the recomputation method**

As a basis of the theoretical computation of the mineral composition by the method of SZÁDECZKY-KARDOSS [30] the averaged chemical analyses were chosen (Table I). This computation, however, has posed some problems. One of them was the fact that the composition and the exact quantity of glass and groundmass microliths could not be measured for the individual types; besides, the abundance ratio of two minerals in a particular rock does not agree with the ratio of the two common oxides in the minerals. It turned out to be an advantage, on the other hand, that the comparatively accurate chemical composition of the phenocrysts was known by electron microprobe measurements, so that it was not necessary to perform the recomputation on the basis of theoretical composition data.

Although the relevant mineral compositions were determined also by measurement and averaged over the groups in the same way as the analysis

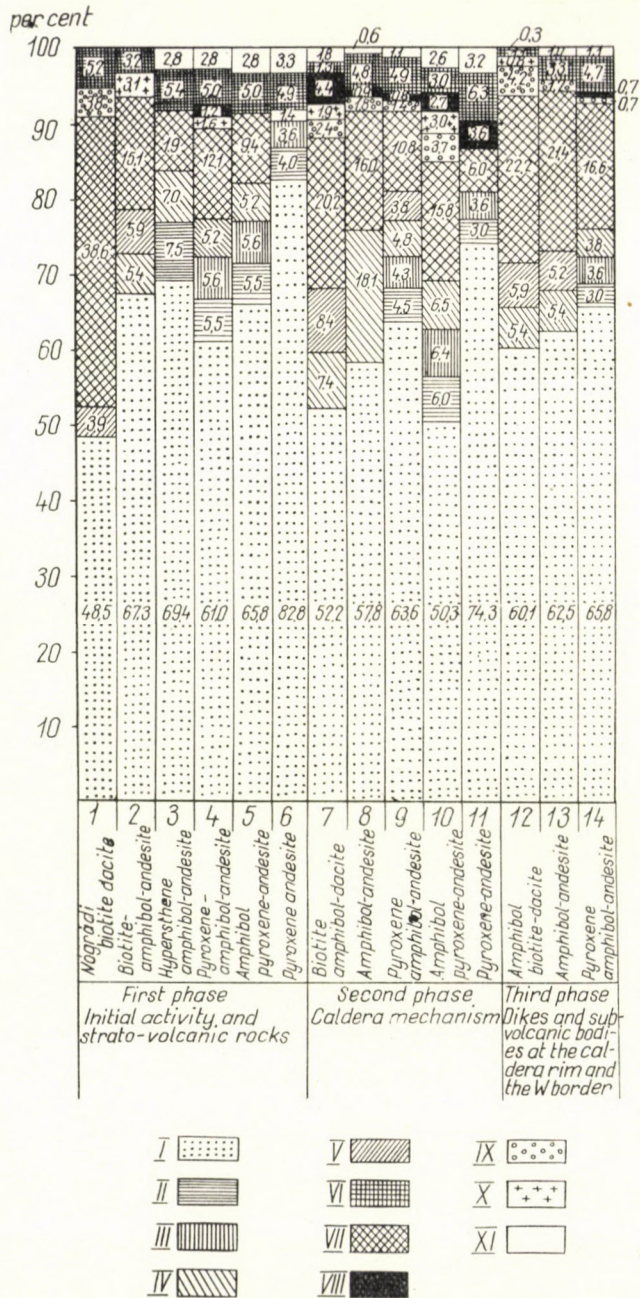


Fig. 6. Computed average mineral composition. I. Plagioclase, II. Hypersthene, III. Augite, IV. Amphibole, V. Biotite, VI. Opaques, VII. Quartz, VIII. Calcite, IX. Corundum, X. Garnet, XI. Rest

**Table II**  
*Calculated chemical composition of the*  
(Values calculated)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub>	74.4	67.7	62.4	62.4	62.1	67.1
TiO <sub>2</sub>	0.3	0.7	0.9	1.0	1.5	1.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.5	17.3	11.7	15.7	6.4	7.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.6	4.5	6.8	3.1	6.9	6.5
FeO	1.4	—	2.3	3.6	9.4	4.7
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	0.9	2.4	3.4	4.2	2.0	—
K <sub>2</sub> O	3.7	3.7	4.9	4.0	5.1	4.0
Na <sub>2</sub> O	0.3	3.4	4.7	3.1	3.3	4.7
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.6	0.3	2.9	2.1	3.3	4.3
CO <sub>2</sub>	0.3	—	—	0.8	—	—

data, computation proved useful nevertheless not only as a check method but also as a means of enhancing the characteristic tendencies of the individual phase.

The chemical analyses were converted to phenocrystal types in the course of computation, without taking the groundmass into account. The result is reproduced in Fig. 6.

The three major phases of evolution of the rocks were reflected most emphatically by the excess SiO<sub>2</sub> marked as quartz. Quartz was in excess throughout but in a decreasing proportion from the beginning of the cycles toward their ends in agreement with the SiO<sub>2</sub> curve of the variation diagram (Fig. 5), with the difference, however, that the slight increase in SiO<sub>2</sub> appearing in the analyses of the pyroxene andesite of the strato-volcanic group was not reflected: the volume of excess quartz continued to decrease in the pyroxene andesite. As regards excess Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, it was computed in the form of garnet, provided the appropriate oxides were available and the rock in question actually contained garnet, or as corundum, if this was not the case. Excess Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avoided the rocks of the strato-volcanic group and increased proportionally with quartz; besides, it proved to be characteristic of the subvolcanic more pronouncedly contaminated types of rock revealing a profound interaction with metamorphic and sedimentary rocks.

In rocks where the decomposition of the dark ingredients was intense, such as the subvolcanic bodies within the caldera, the computation of the alteration products by mineral types was not performed; instead, only the original porphyric dark ingredients were considered. The comparison of the

groundmass of 14 types of rocks  
for 100)

7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
62.4	59.5	70.4	69.1	71.9	77.0	71.1	84.7
0.1	0.9	0.5	1.2	1.0	0.2	—	—
15.2	17.4	10.0	12.6	12.4	15.6	13.9	6.4
0.9	5.7	5.4	2.4	4.6	—	3.6	0.6
3.4	3.1	1.8	2.9	—	—	—	—
1.4	1.5	1.8	2.6	—	—	—	—
5.0	4.6	—	—	—	—	1.5	—
2.8	3.4	5.4	4.8	4.8	3.1	4.2	3.7
3.2	2.2	3.9	1.7	3.0	2.9	3.2	1.8
2.8	1.7	0.8	2.7	2.3	1.2	2.5	2.8
2.8	—	—	—	—	—	—	—

The items 1—14. are identical with those in Table I.

computed and measured mineral compositions revealed that the main chemical ingredients underwent no essential change of abundance in the course of alteration; the chemical components were only rearranged as a result of the intake of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$ .

The rock computation method of SZÁDECZKY-KARDOSS [30] is suitable for determining the theoretical chemical composition of the groundmass in effusive rocks which cannot be treated easily otherwise. Knowing the quantity and quality of phenocrysts and subtracting the volume of the elements bound in them from the full chemical analysis, an approximate image of the chemical composition of the groundmass and the changes of its composition can be obtained. In some cases certain elements passed into the negative upon the subtraction of the elements forming the phenocrysts. Taking into consideration the various possibilities for substitution, shortages were compensated in such cases by the elements in excess.

The theoretical composition of the groundmass of 14 average rock types of the three volcanic phases is represented in a variation diagram (Fig. 7), in the order of succession of outflow and emplacement using the data given in Table II.

The evaluation reveals that the  $\text{SiO}_2$  content of the groundmass approximately varies as that of the whole rock. It is, however, the variation of Mg that is most surprising. In the course of computation the full quantity of Mg went into the early porphyric dark silicates except in the rocks within the caldera in which some Mg was left over for groundmass, too. This was due

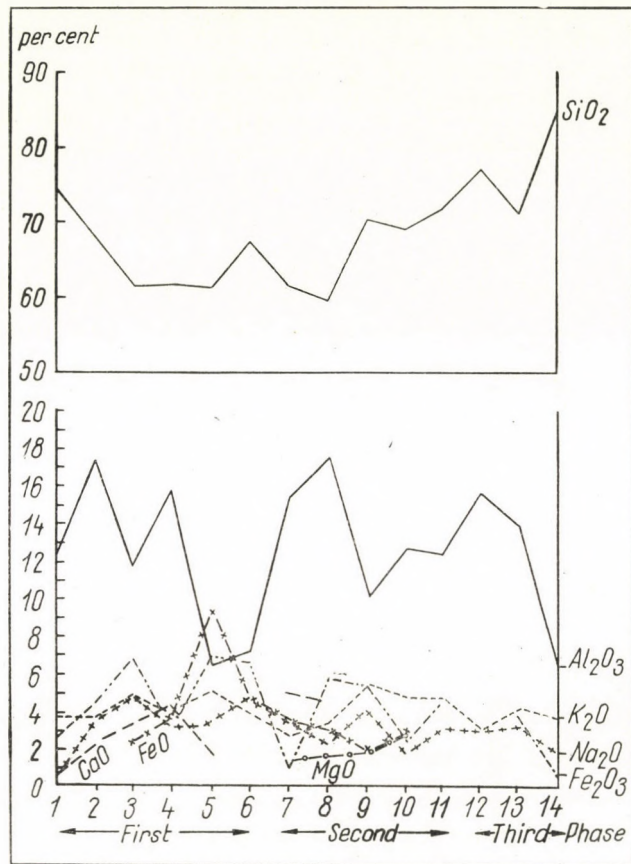


Fig. 7. Variation diagram of the calculated groundmass composition of the rocks of the three volcanic phases, indicated in Table II in the function of eruption or intrusion

partly to protracted crystallization in the subvolcanic environment and partly to the rearrangement of decomposing dark silicates into grains of groundmass size. The repeated defect or low value of CaO reflects an enrichment in the early plagioclases and the frequent appearance of porphyric size calcite formed in the course of alteration. The alkalis and water concentrated in the groundmass.

In the terms of the RITTMANN terminology, the composition of the groundmass corresponds to the components latite, quartz latite, rhyolite and alkali rhyolite.

#### REFERENCES

1. BÁLDY, T.—CSEPREGHY-MEZNERICS, I.—NYIRŐ, R.: A kelet-börzsönyi oligocén-miocén rétegek biosztratigráfiája. (Biostratigraphy of the oligocene-miocene strata in the Eastern Börzsöny.) MÁFI Évi Jelentés 1963, 279, 1965.
2. DEER, W. A.—HOWIE, R. A.—ZUSSMAN, J.: Rock Forming Minerals. Vols 1—5. London, Longmans, 1963.

3. FERENCZY, I.: Adatok a Börzsöny hegység geológiájához. (Contributions to the geology of the Börzsöny Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1925—28, 131, 1935.
4. ГОРШКОВ, Г. С.: Некоторые вопросы теории вулканологии. Известия Академия Наук СССР. Серия Геология, 11, 21, 1958.
5. KISVARSÁNYI, G.—HERMANN, M.: A nagybörzsönyi érc kutatás kőzettani vizsgálata. (A petrological investigation of the ore research at Nagybörzsöny.) MÁFI Évi Jelentés 1953, 141, 1955.
6. KUBOVICS, I.: A vulkáni hegységek beszakadásos szerkezete. (Collapse structure of volcanic mountains.) Földtani Közlöny 92, 280, 1962.
7. LENGYEL, E.: A Börzsöny hegység K-i peremének földtani és kőzettani ismertetése. (Geological and petrological description of the east border of the Börzsöny Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1953, 267, 1955.
8. LENGYEL, E.: A Börzsöny hegység Nógrád—Szokolya környéki területének újrafelvétele. (Re-surveying of the Nógrád—Szokolya region of the Börzsöny Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1954, 105, 1956.
9. LIFFA, A.—VIGH, GY.: Adatok a Börzsöny hegység bányageológiai viszonyaihoz. (Contributions to the mine geological conditions of the Börzsöny Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1929—1932, 235, 1937.
10. NOSZKY, J. sen.: A Börzsöny hegység ÉK-i lábának földtani viszonyai. (Geological conditions of the NE border region of the Börzsöny Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1936—38, I, 503, 1941.
11. PANTÓ, G.: A nagybörzsönyi ércelőfordulás. (Ore occurrence at Nagybörzsöny.) Földtani Közlöny 79, 421, 1949.
12. PANTÓ, G.: Jelentés az 1946. évi nagybörzsönyi bányaföldtani felvételtől. (A report on the mine geological survey at Nagybörzsöny in 1946.) MÁFI Évi Jelentés 1945—47, II, 163, 1951.
13. PANTÓ, G.: Beszámoló a vulkáni hegységek kutatásának időszerű kérdéseiről tartott vitauülésről. (Report on the discussion concerning some topical problems of the study of volcanic mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1957—58, 525, 1961.
14. PANTÓ, G.: A Tokaji-hegység földtani vizsgálata. (Geological investigation of the Tokaj-Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1962, 349, 1964.
15. PANTÓ, G.—MIKÓ, L.: A nagybörzsönyi ércesedés. (Mineralization at Nagybörzsöny.) MÁFI Évkönyve 50, 1964.
16. PANTÓ, GY.: Perőcsény környékének kőzetföldtani vizsgálata. (Petrological—geological investigation of the environment of Perőcsény.) Földtani Közlöny 90, 103, 1960.
17. PANTÓ, GY.: A Börzsöny hegység É-i részének harmadidőszaki vulkanizmusa. (Tertiary volcanism in the northern part of the Börzsöny Mountains.) Candidate's thesis. Budapest, 1966.
18. PAPP, F.: A Börzsöny hegység eruptív kőzetei. (Eruptive rocks in the Börzsöny Mountains.) Math. Term. Tud. Értesítő 49, 431, 1932.
19. PAPP, F.: A Börzsöny hegység középső részének eruptív kőzeteiről. (The eruptive rocks of the central region of the Börzsöny Mountains.) Földtani Közlöny 64, 31, 1934.
20. REICH, L.: A Börzsöny hegység Ny-i peremének mediterrán képződményei. (Mediterranean formations of the western border of the Börzsöny Mountains.) MÁFI Évi Jelentés 1948, 31, 1952.
21. SÜMEGHY, J.: Diósjenő környéke miocénkori rétegei és azok faunája. (Miocene strata and their fauna in the Diósjenő region.) Földtani Közlöny 51—52, 31, 1921—22.
22. SZABÓ, J.: A gránát és cordierit (dichroit) szereplése a magyarországi trachitokban. (The occurrence of garnet and cordierite [dichroite] in Hungarian trachytes.) MTA Értekezések a Term. Tud. Köréből IX, 2, 1879.
23. SZABÓ, J.: Típuskeveredések a dunai trachitsoportban. (Type mixtures in the group of Danubian trachytes.) Földtani Közlöny 24, 169, 1894.
24. SZABÓ, Z.: Áttekintő gravimétermérések a Börzsöny hegység és a Dunaparti Triászrögök területén. (A preliminary gravity survey of the Börzsöny Mountains and the Triassic Blocks on the left bank of the Danube.) Eötvös L. Geofiz. Int. Évi Jel. 45, 1965.
25. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A magmás kőzetek és ércek képződési mélységének meghatározásáról. (Determination of the depth of formation of magmatic rocks and ores.) MTA Műszaki Tud. Oszt. Közleményei 20, 235, 1957.
26. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On the petrology of volcanic rocks and the interaction of magma and water. Acta Geol. 5, 197, 1958.
27. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. (Some fundamental problems of the study of volcanic mountains.) Földtani Közlöny (88,171, 1958.

28. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. (The principles underlying the new system of magmatic rocks.) MTA Műsz. Tud. Oszt. Közleményei. **23**, 385, 1959.
29. Садецки-Кардоши, Е.: Структуры пород и изменение режима летучих в ходе эволюции земли. Химия земной коры. Москва, II, 22, 1964.
30. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Die Berechnung der mineralischen Zusammensetzung magmatischer und nichtmagmatischer Gesteine aus der chemischen Analyse. Acta Geol. **X**, 69, 1966.
31. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Pantó György „A Börzsöny hegység É-i részének harmadidőszaki vulkanizmusa” c. kandidátusi értekezésének aspiránsvezetői bírálata. (Critical review of the candidate's thesis submitted by Gy. Pantó.) Budapest 1966. Manuscript.
32. TILLEY, C. E.: Some aspects of magmatic evolution. The Quarterly Journal of the Geological Society of London. **106**, 37, 1950.
33. VADÁSZ, E.: Magyarország földtana. (The geology of Hungary.) Akadémiai Kiadó, Budapest 1955.
34. WAGER, L. R.: A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean and other basic lavas. Geochim. Cosmochim. Acta, **9**, 217, 1956.
35. WAGER, L. R.—DEER, W. A.: Geological investigation in East Greenland. Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion. Kangerdlugssuak, East Greenland, København, C. A. Reitzels Forlag. **105**, No. 4. 1939. Re-issue 1962.

## ВУЛКАНИЗМ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР БЁРЖЁНЬ

ДЬ. ПАНТО

Резюме

Вулканизм северной части гор БёржёнЬ делится на три крупных эволюционных этапа: 1. Начальный кислый вулканизм, создавший мощную стратовулканическую толщу. 2. Формирование кальдеры — обвала с субвулканическими породами. 3. Внедрение даек и штоков на краю кальдеры и западном борту массива. Первые два этапа свидетельствуют о развитии вулканизма от кислого (дациты) до основного (пироксеновые андезиты) состава, в то время как в третий этап уже не появляются продукты более основного состава. Вулканизм развивается с востока на запад и из изолированных проявлений становится центральной вулканической деятельностью.

Рассматриваемые горные породы представляют собой продукты однообразного, слабо дифференцированного, орогенического известковисто-щелочного вулканизма. Тенденция кристаллизации проявляется аналогично внутри всех трех этапов, причем в «критическом» поле продуктов среднего этапа происходит внезапное уменьшение Mg. Несмотря на то, что каждый этап начинается кислыми продуктами и кончается основными, отклонение от фракционированной кристаллизации нельзя объяснить исходя из единственной магматической камеры. Такое изменение обусловлено внедрением малодифференцированной, но уже заранее гибридизированной магмы, непрерывно перетекавшей через некоторую из приповерхностных магматических камер. Уменьшение содержания Mg на конце отдельных этапов совпадает с исчезновением амфибола, что обусловлено поступлением магмы из более глубоко лежащей камеры после опорожнения вторичных магматических камер и имевшими при этом место процессами трансвапоризации.

Применение разработанного Э. Садецки-Кардошом метода количественной оценки горных пород вносит новый вклад в дело познания состава основной массы эффузивов.

Формирование (обваливание) кальдеры тесно связано с крупным очагом питания стратовулканической деятельности, вероятным местоположением горных пород фундамента, а также с предположенными вторичными магматическими камерами, лежащими на глубине 4—5 км. О существовании вторичных магматических камер можно судить по магматектоническим, петрохимическим, минералопетрографическим и контаминационным признакам горных пород.

Механизм формирования кальдеры (обваливание) трудно объяснить уплотнением нижележащих олигоценовых отложений. Постепенное обваливание является, по-видимому, результатом опорожнения приповерхностных магматических камер. Для объяснения процесса опорожнения приповерхностных камер можно использовать гипотезу Горшкова, основанную на известняковом вытеснении.

## EXPERIMENTAL SIMULATION OF ROCK METAMORPHISM

By

E. SZÁDECZKY-KARDOSS, B. KLIBURSZKY, L. PESTY, E. TOMOR,  
and O. TOMSCHEY

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

The effects of increasing temperature up to 650 °C, of load pressure up to 10 kbar and of vapour pressure up to 5 kbar on samples of a standard clay were separately determined (Figs. 2-5).

The rock metamorphism of the same clay in the presence of a 5 per cent NaCl solution was experimentally simulated by means of different types of high-pressure, high-temperature vessels. The mineralogical composition of these products corresponded to the different hornfels and amphibolite facies and to a new metasomatic montmorillonite facies, if vapour pressures instead of load pressures were used.

However, all these products do not represent true crystalline schists with schistosity and low porosity. The porosity of the dried and crushed clay sample is decreased only to about 10 to 20 per cent by 8 to 15 kbar load pressure (corresponding to 30 to 50 km depth) and the filling with water of their pores remains incomplete. In such samples, no very high vapour pressures build up.

Hence new methods for production of synchronous and measurable high load and vapour pressure were developed. New measurements by this method are in progress

Theoretically, the main conditions of high-grade geochemical simulation are the correct reproduction of natural processes, in regard of 1. composition, 2. temperature and pressure and 3. dimensions in time and space. These conditions were reproduced in our Laboratory as follows:

1. Different kinds of rock samples rather than mixtures of chemically pure oxides were used. Thus the samples contain 30 to 40 minor elements, too, in their original proportions and state. As in the nature rocks influence each other also as "secondary open systems", different kinds of rock samples in mutual contact were used, too.

A NaCl solution as a remainder of sea water is usually present in the pores of the rock, also in the course of progressive metamorphism. NaCl is the most frequent component of the inclusions in igneous rocks, too. Thus the overwhelming majority of our experiments were performed with diluted (5 per cent) NaCl solution.

2. To reproduce the natural conditions, special equipment was used to control and provide changing temperature, mechanical and vapour pressure. Autoclave vessels — mostly cold seal vessels — were also used. But to simulate the complex temperature, mechanical and vapour pressure changes in nature, special types of vessels were developed. A type with an extra seal, metal-packing and piston realizes two seemingly opposite requirements: 1. a com-

plete sealing at high vapour pressure, 2. the nearly continuous and measurable compression of the sample by an independent load pressure. Two-chamber vessels (see below) were used also to produce different measurable load and vapour pressures. Different pressure and temperature gradients were produced by elongated cold-seal vessels.

3. To approximate a simulation of the long geological spans of time the "principle of asymptotic extrapolation" was applied. According to this principle, the results of the same experiment, prolonged for different spans of time, are represented in function of time and the asymptote is determined. This asymptote expresses the condition of equilibrium valid for long geological spans of time.

Our experiments, carried out according to these principles, do evidently not satisfy all the requirements of the simulation of natural conditions. Still they already show the way toward a better approximation of geological reality.

According to the opinion of many petrographers the long-distance diffusion of elements through compact rock masses is impossible even during millions of years. This opinion is based on the very low rate of diffusion of some heavy elements found in single crystals. It contradicts, however, many modern petrological observations. To check this point we have first of all measured the rate of selective migrations of water vapour through different solid, compact subvolcanic rocks (basalt, andesite, obsidian) at 250 to 550 °C and 100 to 2000 bars of vapour pressure. The observed rate was partly 1 mm/day. This high rate of diffusion through compact rocks is due to the migration of the volatile elements along the grain interfaces and through lattice defects. In this way, different endometamagmatites were produced and the mineralogical effects of the endometamagmatic transvaporisation by volatiles derived from a clayey medium on acidic, neutral and basic igneous rocks could be measured at different temperatures (SZÁDECZKY-KARDOSS et al. 1964; SZÁDECZKY-KARDOSS and PESTY 1965).

A systematical estimation of the temperature and pressure of rock metamorphism based on the maximum depth of burial of coals of various rank was initiated in 1949–1951. Since 1952 this problem was investigated also by experiments concerning the high-temperature and high-pressure changes of silicate systems of one and several components (Fig. 1).

HIETANEN (1967) has already distinguished eight series of rock metamorphism, connected with different geothermal gradients, by the comparison of experimental data and geological observations (Fig. 1).

In all these mineral facies systems, however, it is not unambiguously clear whether the "pressure" in the diagrams means load (lithostatic, mechanical) pressure ( $p_l$ ), or vapour pressure ( $p_g$ ). The two pressures are regarded by some authors as about equal, at least at great depth (WINKLER 1957, TURNER and

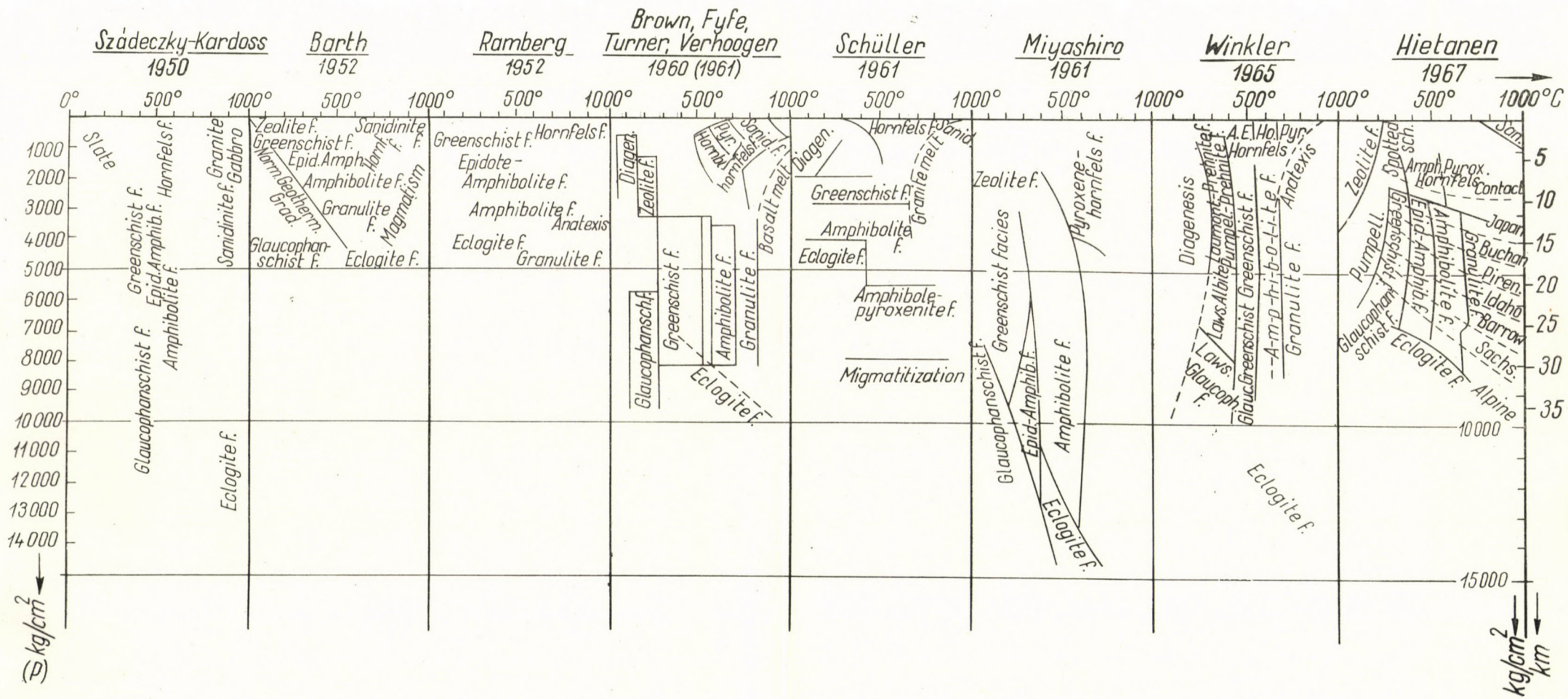


Fig. 1. Supposed values of the p-t parameters of the mineral facies by different authors (1949-1967)



VERHOOGEN 1960). On the contrary, other researchers suppose that load and vapour pressure in the crust are widely different:  $p_l \ll p_g$  (MIYASHIRO 1961, etc.). The dissimilarities of the volcanic, subvolcanic, shallow and deep plutonic ore formations and of the igneous rocks were explained already by P. NIGGLI (1937) on the basis of supposed differences in "external" (lithostatic) and "internal" (vapour) pressure.

Consequently the next point in our research program was to determine separately the effect 1. of temperature, 2. of load pressure and 3. of vapour pressure.

Two main series of experiments were performed, one on samples of a standard carbonaceous clay, the other on a low grade brown coal. In the present paper, the induced metamorphism of the carbonaceous clay will be dealt with.

It was found that the original mineralogical composition of the carbonaceous clay (Figs 2–5) is not changed considerably either by increasing temperature (Fig. 2), or by increasing load pressure alone (Fig. 3). However, load pressure changes the relative areas of the diffractometric peaks of some minerals. Also it destroys at distinct pressure levels some OH-containing minerals — which possess the lowest compound potential — into a disordered quasi-amorphous phase. The appearance of this new quasi-amorphous material affects the percentages of the crystalline minerals, too, although their quantity ratios remain unchanged (Fig. 3).

It was found that most of these changes are irreversible: the quasi-amorphous material became more stable with increasing load pressure and reaction time.

The amount of quasi-amorphous material increases with increasing load pressure and increasing temperature. The effect of both factors is about additional.

Since the lattices are deformed by crushing and rubbing in the laboratory, too, it is likely that rocks containing quasi-amorphous material occur also in nature, even at relatively small depth along structural surfaces. Their determination was, however, hindered up to now by the lack of suitable methods. (The method for the diffractometric determination of quasi-amorphous materials, developed in our laboratory by BÁRDOSY, permits now to check this assumption, too.)

The effect of vapour pressure is essentially different indeed, contrary to that of load pressure. New crystal lattices, new mineral associations, *i.e.* new rock-types come to exist in some days, indeed, within a few hours even at relatively low vapour pressures. Mineral assemblages of metamorphic rocks (*e.g.* granulitic gneiss, contact-metamorphic hornfels and sanidinite) are produced (Figs 4–5). The results of experiments performed at a given temperature (up to 650 °C) are largely similar even if vapour pressures are different (100 to

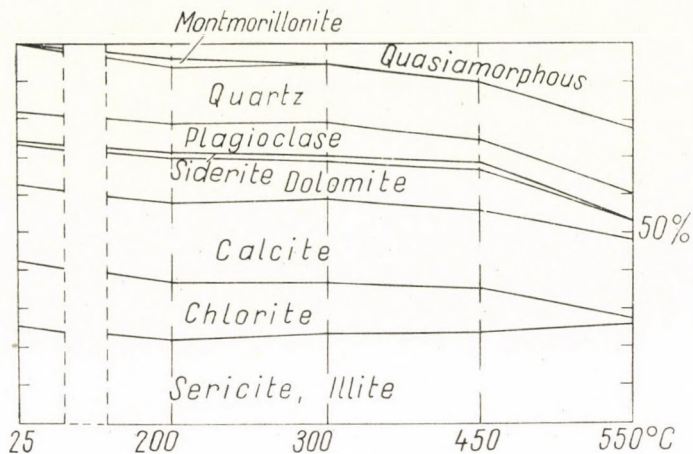


Fig. 2. Effect of increasing temperature at 2500 bars of mechanical pressure (runs of 8 to 72 hours)

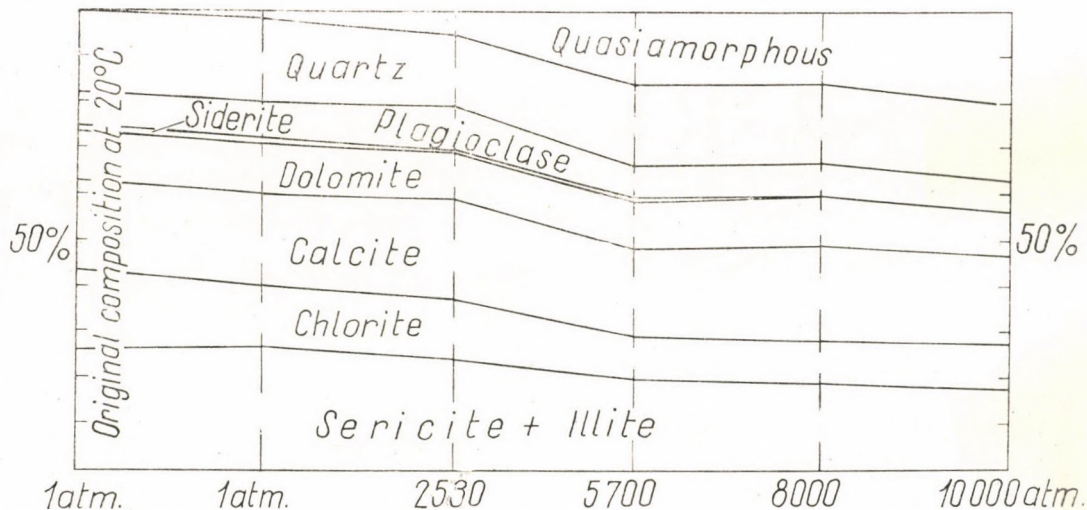


Fig. 3. Effect of increasing mechanical pressure at 300 °C (runs of 8 hours)

2000 bars). Within these pressure limits, the factor significantly affecting the clayey rocks is the temperature.

Up to 300 °C, montmorillonite is formed out of dolomite, chlorite and illite. The quantity of montmorillonite increases with decreasing porosity: 10 per cent at 250 °C and 100 bars, 38 per cent at the same temperature but 2000 bars. The mineral composition produced in this way is neither a zeolite facies, nor

the greenschist facies, nor the epidote-amphibole-hornfels facies. It represents a new facies to be described in the next paper.

At about 450 °C and 2000 bars of vapour pressure, montmorillonite disappears and phlogopite is formed. The plagioclase content increases simultaneously, chiefly at the expense of sericite-illite. This association corresponds more or less to the biotitic subfacies of the greenschist facies. It differs from the mineral association of the amphibole-hornfels facies, though the applied  $p-t$  values are equal (see Fig. 1 according to most accepted hypotheses).

A significant change takes place at about 500 °C. 8 per cent of potassium feldspar, 23 and 28 per cent of augite and diopside respectively and 25 per cent of plagioclase are formed at the expense of quartz, phlogopite and chlorite. The Ca liberated from the decomposed calcite increases the anorthite content of the plagioclase from 35 to 70 per cent. The quantity of sericite-illite decreases, owing to a transition largely into muscovite. This association remains essentially stable at least up to 650 °C. Different from the pyroxene-hornfels contact facies it rather resembles the amphibolite facies (Figs 4–5).

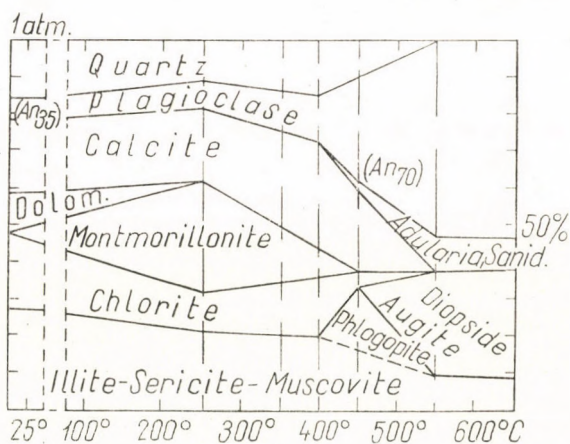
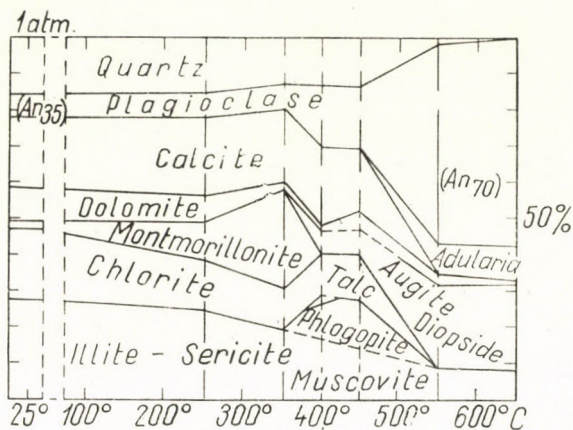
These data result from 48 hour experiments and thus may deviate by a few per cent from the equilibrium state, which could be determined from these data by the principle of asymptotic extrapolation.

All these mineral associations produced in the laboratory differ from true crystalline schists in the absence of schistosity. Texturally they are more similar to contact metamorphic rocks but their grain size of about 10 microns is very small compared even to the hornfelses. This is presumably due, in part at least, to the short time of crystallization, but it may be partly also due to the absence of load pressure. Although a mechanical pressure equal to the vapour pressure is (by the principle of action-reaction) present in the normal cold-seal and other autoclave vessels. This differs from natural load pressure. There remains a considerable porosity even after the artificial compaction of the sample in the autoclave vessels. In the experiments described systematically 40 per cent porosity was used at 2000 bars of vapour pressure.

Such high free porosities are, however, mostly eliminated under natural conditions by the load pressures prevailing in the crust. Thus the correct simulation of natural rock metamorphism requires a high load pressure acting throughout the crystallization process.

High load stresses as coupled to high vapour pressures require, however, some fairly sophisticated techniques and equipment not realized up to now, at least as far as we know. This is why no true crystalline schists have presumably been produced artificially till now.

Therefore, first experiments were performed in our laboratory to produce load pressures surpassing the vapour pressure. Dry clay samples (A) and wet ones (containing NaCl solutions) (B) were exposed to 300–320 °C and 2000–3500 bars load pressure. Under these conditions, the mineral composition was



Effect of temperature at 100 and 2000 bars of vapour pressure (runs of 48 hours)

Figs. 4. and 5.

not significantly changed, except for the appearance of about 7 per cent of quasi-amorphous material within 48 hours (Table, p. 57).

At 550 °C and 2000 (C) and 5000 bars (D) load pressure in presence of NaCl solution, however, phlogopite was formed, the amount of which increased with increasing load pressure. At the same time the amount of plagioclase was increased, that of the carbonate minerals decreased. This mineral content corresponds approximately to the amphibole-hornfels facies.

In these experiments the vapour pressure was not constant, it decreased slowly during the experiment. If the vapour pressure is eliminated at an early stage of the experiment, the successive load pressure forms some quasi-amorphous substance, too (A and D).

As a next step, different quantities of water were added to the samples and load pressure was increased to 12 then to 15 kilobars. It was found that a water content up to 3 per cent promotes compressibility up to about 8 kilobars load pressure. A load of more than 9 kilobars will, however, squeeze the water exceeding 3 per cent out of the sample. A load pressure even of 12 to 15 kilobars decreases the porosity of the standard clay to about 20 per cent only, even if the amount of added water is optimum (2 per cent). (These experiments will be described in detail in a separate paper.)

	Original composition	A	B	C	D
Temperature, °C	20	300	320	550	550
Load (bar)	(1)	3500	2000	2000	5000
		(per cent without amorphous material)			
Quartz	17	19	18	13	17
Plagioclase	7	8	7	19	19
Calcite	20	19	22	21	24
Dolomite	10	11	9	—	—
Siderite	1	—	—	—	—
Chlorite	17	12	17	6	1 >
Montmorillonite	2	—	1	—	—
Illite-sericite	26	30	25	—	—
Sericite-phlogopite	—	—	—	40	40
Quasi-amorphous substance	—	7	—	—	8

Under such circumstances, vapour pressure does not exceed noteworthy the normal 115 bars at 320 °C, although the simultaneous load pressure amounts to 6 to 8 kilobars and the previous load even to 12 to 15 kilobars.

These experiments show that the natural water content of the slate is normally not sufficient to produce the vapour pressure necessary for the formation of crystalline schists, even at 5000 bar load pressure, corresponding to 18 km of depth.

The experiments just described were performed on clay samples that underwent epigenesis in nature. Thus the adding of water and the increasing load pressure and temperature simulate a foundering to great depth of an epigenetically dried and then mechanically disintegrated rock, *i.e.* the processes of a complex tectonical oscillation. In such a clay it is hardly possible to produce the low porosity known from the clay samples of deep drill cores.

It may be assumed, however, that the water added to the strongly epigenetized and subsequently dried clay is not absorbed into the free pores in the same measure as the sea water filled the pores of the mud when it was first deposited on the sea bottom. Hence, the "mud water" may produce in nature a higher vapour pressure and load pressure at the same temperature than the

experimental increase of the temperature and pressure acting upon a once dried rock. On the other hand, the high vapour pressure required for the formation of crystalline schists may be produced by the volatiles delivered by the progressive metamorphic processes in the bottom, too. In this case, epimetamorphic changes at higher levels are the consequences of meso- or higher-grade metamorphic processes deep in the crust.

To check these assumptions, two further series of experiments were initiated. One was performed on fresh undisturbed and stabilized clay cores from deep borings. The other will be performed in two-chamber vessels with a special water chamber, whose vapour introduced into the system at elevated temperature and load pressure is expected to simulate the effects of metamorphism in an open system with volatiles rising from the deep crust.

In contrast to the experiments with clay-samples, very high vapour pressures and strong metamorphic changes were produced in a series of experiments performed on low-rank brown coal in the same vessels as were used in the clay experiments. In contrast to the clay-samples vapour pressure in the brown coal series surpassed load pressure already at 250 °C under the  $p-t$  circumstances corresponding to a normal geothermal gradient (SZÁDECZKY-KARDOSS 1968). High vapour pressures attained in this way are due to the production of various hypercritical vapours (gases) by the high-pressure and high-temperature decomposition of the organic substances. Such hypercritical vapours do not occur in a subsiding clayey series under a normal geothermal gradient. Consequently, no very high vapour pressures are likely to develop in pure clay series.

The metamorphism of normal silicate rocks differs fundamentally from the formation of coal from peat ("coalification", "Inkohlung"). The peat-coal transformation is a continuous process, controlled by increasing temperature, in closed and semiclosed rock systems; this process produces extra high vapour pressures already under the normal conditions of progressive metamorphism, *i.e.* of a subsiding crust. On the contrary, the true metamorphism of silicate rocks is presumably a stepwise process which advances only at certain fixed levels of temperature and pressure, mostly without attaining extra high vapour pressures. In the extensive intervals between two steps of this stepwise metamorphism, no essential changes seem to occur.

If these assumptions are valid, extra high vapour pressure — equal to or surpassing load pressure at the normal geothermal gradient — is exceptional in the earth's crust. In the most frequent kinds of sedimentary rocks, *e.g.* in clays, vapour pressure mostly does not even approximate load pressure. From the known porosity values of clayey sediments in nature (FRAZER 1930; ATHY 1939; HEDBERG 1936; SKEMPTON 1945; WELLER 1959) and from the pressure-volume—temperature relations in water and in CO<sub>2</sub> established by KENNEDY (1950, 1954) it can be calculated that the ratio of load to vapour

pressure is greater than one to ten, at normal geothermal gradients up to 500 °C, *i.e.* over most of the range of rock metamorphism.

The structural uplifting of rock bodies makes vapour pressure decrease faster than load pressure, as a result of the decrease of temperature.

The best proof for the inequality of the two pressures is the existence on the surface of rocks whose mineralogical composition reflects a depth equilibrium. Considerable vapour pressure in the uplifted rocks would result in continuous retrograde metamorphism, and deep equilibria could not exist on the surface.

## REFERENCES

- ATHY, L. F.: Density, porosity and compression of sedimentary rocks. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* **14**, 1, 1939.
- BÁRDOSY, GY.: Détermination des constituants "amorphes" dans les roches. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **260**, 6637, 1965.
- BOWEN, N. L.: The correlation of igneous rocks. Princeton Univ. Press, 1928.
- BOYD, F. R.—EUGSTER, H. P.—YODER, H. S.: Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. **53**, 108, 115, 124, 158, 197, 1954.
- BROWN, W. H.—FYFE, W. S.—TURNER, J. J.: Aragonite in California glaucophane schists and the kinetics of aragonite-calcite transformation. *Journ. Petrol.* **3**, 566, 1962.
- ENGELHARDT, W.: Porenraum der Sedimente. Springer, 1960.
- EUGSTER, N. P.: Stability of hydrous iron silicates. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. **55**, 161, 1956 and **56**, 161, 1957.
- FRAZER, H. J.: Experimental study of porosity and permeability of clastic sediments. *Journ. Geol.* **45**, 910, 1930.
- FYFE, W. S.—TURNER, F. J.—VERHOOGEN, J.: Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **73**, 1958.
- HEDBERG, H. E.: Gravitational compaction of clay and shales. *Amer. Journ. Sci. V. series*, **31**, 1241, (1936).
- HIETANEN, A.: On the facies series in various types of metamorphism. *Journ. Geology* **75**, 187, 1967.
- КАДИК, А. А.—КИТАРОВ, Н. Н.: Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами, *Геохимия*, 1019, 1966.
- KENNEDY, G. C.: Pressure-volume—temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. *Am. Journ. Sci.* **248**, 540, 1950.
- KENNEDY, G. C.: Pressure-volume-temperature relations in CO<sub>2</sub> at elevated temperatures and pressures. *Amer. Journ. Sci.* **252**, 225, 1954.
- KERTAL, GY.: The origin of hydrocarbon resources and their carbon dioxide content in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **11**, 267, 1967.
- КИТАРОВ, Н. Н.: Вода глубинных процессов. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **10**, 285, 1966.
- КИТАРОВ, Н.: About water and basaltic magma. *Bull. Volc.* **24**, 101, 1962.
- LARSEN, E. S.—BRIDGMAN, P. W.: Shearing experiments on some selected mineral combinations. *Amer. Journ. Sci.* **36**, 81, 1938.
- LEA, C. M.: On endothermic reactions affected by mechanical force. *Amer. Journ. Sci.* **146**, 241, 1893.
- MEINZER, O. E.: The occurrences of ground water in the United States. U. S. Geol. Ser. Water supply paper, **89**, 321, 1923.
- MIYASHIRO, A.: Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrology.* **2**, 277, 1961.
- NIGGLI, P.: Das Magma und seine Produkte. Leipzig, 1937.
- SABATIER, G.: Influence de la teneur en eau sur la viscosité d'une rétinite *verre* ayant la composition chimique de granite. *C. R. Acad. Sci. Paris* **242**, 1340, 1956.
- SCHÜLLER, A.: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. *N. Jb. Miner. Abh.* **96**, 250, 1960.
- SKEMPTON, A. W.: Notes on the compressibility of clays. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **100**, 119, 1945.

- STRACHOV, N. M.: Diagenesis of sediments and its significance for sedimentary ore deposition. Acad. Nauk. USSR. Geol. Ser. **12**, 1953.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Kőzetátalakulás és szénkőzetek (Rock metamorphism and coal rocks). MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. Budapest **1**, 179, 1951.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PESTY, L.—KLIBURSZKY, B.—BÁRDOSY, Gy.—SIMÓ, B.: Complex experimental petrologic investigations on the interchange of rocks and magma. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. **3**, 71, 1964.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PESTY, L.: Experimental measurements of igneous contamination of volcanic masses. Bull. Volc. **23**, 1965.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Inkohlungsverhältnisse unter verschiedenen Druckbedingungen. Freiberg 1968.
- TURNER, F. J.—VERHOOGEN, J.: Igneous and metamorphic petrology. 2nd ed. McGraw Hill, 1960.
- WELLER, J. M.: Compaction of sediments. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. **43**, 273, 1959.
- WINKLER, H. G. F.: Experimentelle Gesteinsmetamorphose. Geochim. Cosmochim. Acta **13**, 42, 1957.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, 1965.
- YODER, N. S.: The MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O system and the related metamorphic facies. Amer. Journ. Sci. **19**, 569, 1952.
- ZEN, E.: The zeolite facies: an interpretation. Amer. Journ. Sci. **259**, 401, 1961.

## ОПЫТЫ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ МЕТАМОРФИЗМА ГОРНЫХ ПОРОД

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШ, Б. КЛИБУРСКИ, Е. ТОМОР и О. ТОМШЕЙ

### Резюме

Авторы определили влияние повышенной температуры (до 650° С), давления вследствие нагрузки (до 10 килобар) и парового давления (до 5 килобар) в отдельности на эталонные образцы глины (фиг. 2—5).

Процесс метаморфизма одной и той же самой глины в присутствии 5%-го раствора NaCl был воспроизведен в лабораторных условиях под действием разных типов бомб высокого давления и высокой температуры. Минералогический состав полученных при этом продуктов соответствует различным роговиковым и амфиболитовым фациям, а также новой фации метасоматического монтмориллонита.

Однако, все эти продукты не являются настоящими кристаллическими сланцами с кливажом и слабой пористостью. Под нагрузкой в 8—15 килобар (соответствующей давлению на глубинах 30—50 км под земной поверхностью) пористость высушенных и размельченных образцов глины уменьшилась только до 10%, и поры по-прежнему заполнялись не полностью. В таких образцах не создается какое-либо очень высокое паровое давление.

В связи с этим были разработаны новые методы создания и синхронного измерения нагрузочного и парового давлений. В настоящее время измерения производятся таким методом.

## ON THE MONTMORILLONITE FACIES

By

E. SZÁDECZKY-KARDOSS, GY. BÁRDOSSY, I. FÜRST, L. PESTY, B. KLIBURSZKY,  
E. TOMOR and O. TOMSCHEY

GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

The authors have proved experimentally that the mineralogical composition of clayey rocks below 550 °C depends besides temperature and vapour pressure also on the original porosity of the rock. At a given vapour pressure and temperature, the mineral phases of a system are determined by porosity and volatile content. At small porosity and low water content montmorillonite and kaolinite are converted into illite. On the contrary, at great porosity and high water content illite changes into montmorillonite. The first case occurs *e.g.* below the sea bottom during the diagenesis and epigenesis of sediments. The second case is characteristic of metasomatic processes, *e.g.* in hydrothermal veins and in hypo- and endometamagmatic rocks. Many metasomatic processes represent states of equilibrium of a distinct montmorillonite facies. This facies can, together with all the traditional facies be represented unambiguously in a  $p-t-c$  diagram. Hence, geological processes in open systems can be simulated experimentally by high pore-volume closed systems with high concentrations of volatiles. Thus the chemical potential of certain "perfectly mobile" components of the open systems can be substituted by the concrete values of their concentrations (activities) as determined experimentally in closed systems.

According to the experiments described in the preceding paper, montmorillonite develops from illite at 200 to 400 °C and 100 to 2000 bars vapour pressure. In nature, however, the opposite process, the formation of illite from montmorillonite, is much more frequent. In marine sediments, illite is formed from both montmorillonite and kaolinite, as a result of diagenesis and epigenesis.

This paradox leads to the assumption that temperature and vapour pressure do presumably not determine unambiguously the mineralogical composition of a system: the amount of volatiles or the free pore volume may also affect the mineralogical composition.

It is known that a given vapour pressure at a given temperature may be due on the one hand to a high water content in a highly porous system, and on the other, to a low water content in a more compact system.

The behaviour of the standard clay sample used in the experiments described in the previous paper is determined for different porosities and water contents at 300, 400 and 550 °C temperature in closed vessels (Figs 1-3). It was found that the amount of illite transformed into montmorillonite increases parallel to the amount of water added, *i.e.* to increasing porosity.

The effect of the added water is rather significant: the quantity of montmorillonite increases from 1 to 38 per cent at 400 °C if the amount of water rises from 0 to 83 per cent (Fig. 2). Indeed, this effect is more signif-

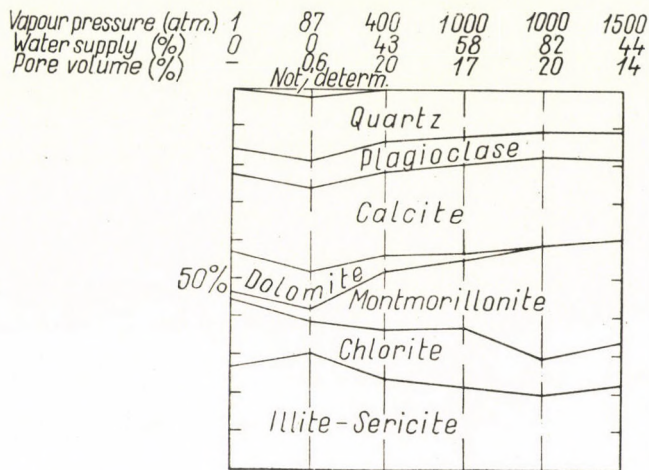


Fig. 1. Effect of increasing water content and porosity partly at a given vapour pressure, at 300 °C (runs of 48 hours)

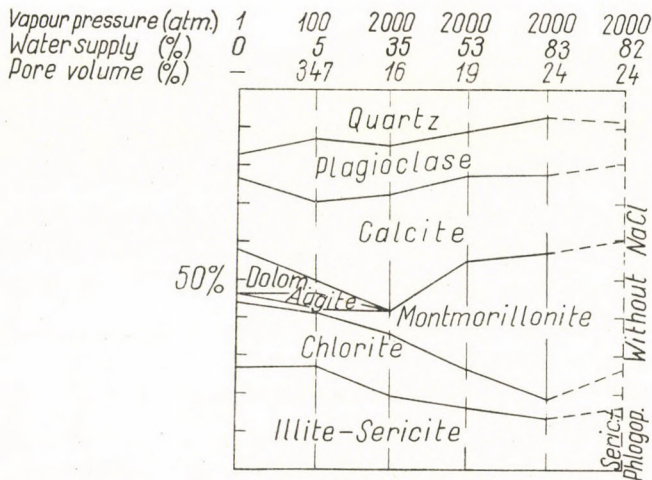


Fig. 2. Effect of increasing water content and porosity partly at a given vapour pressure, at 400 °C (runs of 48 hours)

icant than that of the increase of vapour pressure from 1 to 2000 bars.

Hence, a chief controlling factor of the hydrothermal formation of different kinds of clay and of other minerals is the porosity of the rock.

The montmorillonite formed in this way is chiefly a 12.5 Å modification whereas in the systems low in water the normal modification with 15 Å base reflexion is largely formed.

The concentration of volatile influences, however, the mineral composition only up to the stability field of OH-bearing minerals. Its effect decreases at about 500 °C, and at higher temperatures the mineral composition becomes independent of the water content (Fig. 3).

In the sediments, diagenesis and epigenesis form no montmorillonite out of illite because under the overlaying pressure the porosity of the sedi-

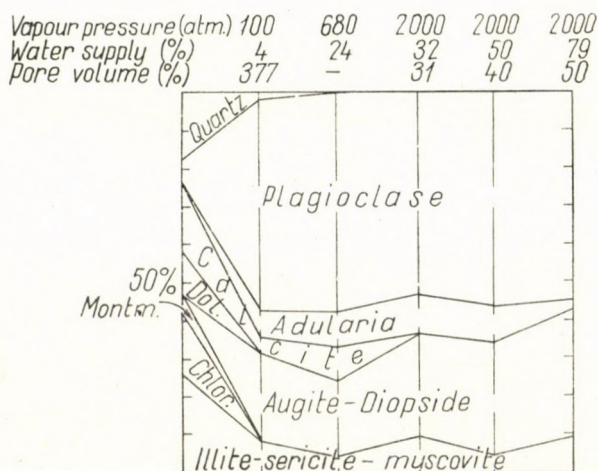


Fig. 3. Effect of increasing water content and porosity partly at a given vapour pressure, at 550 °C (runs of 48 hours)

ments decreases so much as to prevent the formation of montmorillonite. In the sediments characterized by a rapid decrease of the water content, montmorillonite even transforms gradually into illite.

In experiments with normal cold-seal vessels, however, extra water has to be added to produce high vapour pressure; this is why montmorillonite forms from other minerals. Conditions analogous to those just described exist in nature, too. Hydrothermal alteration of rocks along fissures represents processes in systems of high porosity, in the presence of large amounts of moving water. Ore veins and their transformed surroundings, as well as masses of hypo- and endometamagmatic rocks belong to this type of rock formation.

No adequate field for these rocks exists in the simple genetic  $p-t$  systems of the mineral facies. Similarly, no well-defined quantitative parameter for water percolating through open systems was found up to now.

According to KORSHINSKY two kinds of components, inert and "completely mobile" can be distinguished in open systems. The inert components represent the extensive factors of the equilibrium and are expressed by their concentrations or masses. The "completely mobile" components are intensive

factors represented by their chemical potentials. However, a well-defined numerical value of the chemical potential, suitable for use in geological practice, too, does not exist. The definition of the chemical potential

$$\mu = \mu_0 + RT \log \text{nat } a$$

contains the arbitrary constant  $\mu_0$ .

The experiments just described show, however, that the indefinite quantity of water percolating through the open system may be expressed in terms of water content in per cent determined experimentally in closed systems as described above. Thus the petrologically indefinite chemical potential is expressed by a definite value of a concentration.

This substitution is of substantial interest to petrological theory. Theoretically the separation of inert and "completely mobile" components was an ingenious shortcut to the establishing of the "mineralogical" phase rule. In practice it leads, however, to insurmountable difficulties. *E.g.* in the coal-forming process from peat to anthracite, all four main elements C, H, O, N are in effect intermediary between inert and "completely mobile" components, gradually changing their character in the function of temperature.

Thus an open system of strong metasomatic processes, such as montmorillonitization and the formation of hypo- and endometamagmatic rocks, may be quantitatively characterized by the concentration of volatiles determined in autoclave vessels. Even rocks not in equilibrium may also be characterized quantitatively in this way.

The simplest hydrothermal metasomatism characterized by montmorillonitization obviously represents a special mineral facies. This mineral facies can, together with the other, "traditional" facies, be represented in a  $p-t-c$  diagram, where  $c$  signifies concentration of the volatiles (mostly water). Such a three-dimensional diagram was theoretically justified in an earlier paper (SZÁDECZKY-KARDOSS 1959). Now the way of experimentally determining this value  $c$  was found.

However, the unambiguous representation of the traditional mineral facies requires a three-dimensional diagram, too, metamorphism being controlled by three factors at least. The existence of three controlling factors (temperature, load and vapour pressure) was expressed also by COOMBS (1961). It is, however, not decided yet which three factors shall be used in a comprehensive rock diagram. The factors temperature, load and vapour pressure proposed by COOMBS represent one option, but in this case the possible end state cannot be determined. Porosity is a more unambiguous quantity than load pressure; hence, the factors temperature, vapour pressure and porosity may possibly be used in the diagrams. But in the geological practice the use of the volatile concentration seems to be more significant than vapour pressure and, using this value the end state can be determined, too.

Thus a  $p-t-c$  diagram with  $p$  meaning porosity seems best suited to represent the modes of origin of rocks and the relationships of the mineral facies.

## REFERENCES

- COOMBS, D. S.: Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian Journ. Sci.* **24**, 203, 1961.
- ESKOLA, P.: *Die Entstehung der Gesteine (Barth-Correns-Eskola)*. Springer, 1939.
- KORSHINSKY, D. S.: Phase rule and geochemical mobility of elements. *Intern. Geol. Congr. 18th Section*. London, **2**, 50, 1950.
- KORSHINSKY, D. S.: *Physico-chemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals*. Consult. Bur. Inc. New York, 1957.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On a  $p-t-c$  rock system. *Geoch. Conf. Hung. Acad. Sci. Budapest*, **1**, 10, 1959.
- THOMPSON, J. B.: The thermodynamic basis for the mineral facies concept. *Amer. Journ. Sci.* **253**, 65, 1955.
- YODER, N. S.—EUGSTER, H. P.: Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **8**, 225, 1955.
- YODER, H. S.: Role of water in metamorphism. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* **62**, 505, 1955.

## О МОНТМОРИЛЛОНИТОВОЙ ФАЦИИ

Э. САДЕЦКИ-КАРДОШШ, Д. БАРДОШШИ, И. ФЮРСТ, Л. ПЕШТИ, Б. КЛИБУРСКИ,  
Э. ТОМОР, и О. ТОМШЕЙ

## Резюме

Авторы доказали экспериментальным путем, что минералогический состав глинистых пород при температуре ниже  $550^{\circ}\text{C}$  зависит не только от температуры и парового давления, но и от содержания летучих компонентов в породе. При известном паровом давлении и температуре минеральные фазы системы определяются пористостью и содержанием летучих компонентов. При небольшой пористости и малом содержании воды монтмориллонит и каолинит превращаются в иллит. И наоборот, при сильной пористости и большом содержании воды иллит превращается в монтмориллонит. Первый случай имеет место, например, на дне моря в процессе диагенеза и эпигенеза осадков. Второй случай характерен для метасоматических процессов, например, в гидротермальных жилах, а также в гипо- и эндометамагматических породах. Много метасоматических процессов представляют собой стадию равновесия определенной монтмориллонитовой фации. Эта фация вместе со всеми традиционными фациями может быть однозначно изображена на диаграмме  $p-t-c$ . Следовательно, геологические процессы в открытой системе могут быть экспериментально воспроизведены низкими, закрытыми системами с повышенными концентрациями летучих компонентов. Таким образом, химический потенциал некоторых и совершенно мобильных компонентов открытых систем может быть заменен конкретными значениями их концентраций (активностей), определенных экспериментальным путем в закрытых системах.



## PETROMETALLOGENESIS OF LATE TERTIARY HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS IN THE CARPATHIAN REGION

By

V. SZÉKY-FUX

INSTITUTE OF PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY, L. EÖTVÖS UNIVERSITY, BUDAPEST

A detailed investigation of the hypo- and metavolcanics associated with the Tokaj Mountains' ore mineralization as well as that of the ore veins has led to the conclusion that the metal content of the ore veins is mobilized by the same processes as are primarily responsible for the formation of the volcanic host rocks. These so-called petrometallogenetic processes are classed according to their vertical trends (ascending and descending) and to their relation to ore mineralization (pre-, syn- and post-genetic). They have brought about a definite vertical zonalinity in all areas of the Carpathian metallogenic province.

The regional relationship between ore-carrying medium, host rock and ore distribution within the Tertiary volcanic wreath of the Carpathian range was studied by several prominent Hungarian researchers.

It was as early as 1941 that SZÁDECZKY-KARDOSS raised the question why some members of this wreath of volcanic mountains are rich in ore whereas others are virtually oreless. In this investigation of the problem he pointed out a close connection between ore content and the crystallinity of the volcanic host rock. In the textures of volcanic rocks he distinguished five groups according to the volume ratio of crystalline constituents to glass. Lately he gave quantitative and diagrammatic criteria for magmatite textures (1960) and also a thermodynamic interpretation of the problem (1967).

In the case of andesito-dacitic volcanics, Au-Ag veins and their galenito-sphalerito-pyrito-chalcopyritic accompaniment appear as shown in a communication by SZÁDECZKY-KARDOSS (1941), at a degree of crystallinity of 4 or 5. The crystallinity of propylitic rocks is usually 5. In the case of a rhyolitic transport medium the crystallinity of the rock is lower, with a mean optimum at 3.5.

The crystallinity of volcanics may also be used for determining the intensity trends of ore supply and the optimum depth of ore mineralization, respectively. SZÁDECZKY-KARDOSS gave the classification of Late Tertiary volcanic mountains in the Carpathian area as shown in Table 1.

More recent research including a number of up-to-date petrographic observations proved the presence of a significant precious-metal mineralization also in the Vihorlát-Avas range. It was also recognized that there is a remarkable polymetallic mineralization accompanying the precious-metal mineraliza-

Table 1

*Crystallinity of volcanics in the volcanic mountains of the Carpathian range*

Mountain	Crystallinity	Ore mineralization
Kelemen Mts. (Mti Călimân), Harghita, southern part of Börzsöny Mts.	2.5—2.9	exclusively exhalatory, silicic iron ores
Cserhát, Dunazug, Tokaj Mts., Vihorlát-Avas	3.0—3.5	subordinate
Selmec-Körmöc Ore Range, Middle Börzsöny, Mátra, Gutin Mts., Transylvanian Ore Range	4.0—5.0	Au-Ag veins, heavy metalsulfide accompaniment

tion of the Tokaj Mountains, known for some centuries. The crystallinity, as listed in Table 1, refers in the case of the Vihorlát range and of the Tokaj Mountains to rhyolitic rocks. It has lately been shown that the crystallinity of the ore-carrying andesites is the same in both these mountains as is in the andesites of the Selmec range, Central Börzsöny, Mátra, Gutin and Transylvanian Ore Range.

Of course, ore mineralization depends, besides the crystallinity of the ore-bearing volcanic rock, also on a number of other factors such as geology, tectonic control, etc.

The relationship between late rhyolito-dacito-andesitic volcanism and the associated hydrothermal mineralization was a few years later studied by VENDEL (1947—48). In a general way, he found the volcanism that produced the ore mineralization to have been typically Pacific, with but a slight "Mediterranean penchant". (It is known today that this "penchant" is due to potash metasomatism.) What VENDEL emphasized as one of the most important features is the regular relationship between the mean  $\text{SiO}_2$  content of the volcanics in an ore region on the one hand, and the intensity of ore mineralization on the other. He classed the Late Tertiary volcanic mountains of the Carpathian range into five groups according to the intensity of ore mineralization. His classification, together with the mean  $\text{SiO}_2$  contents of the respective Late Tertiary mountains (or of the rocks in the mineralized area) is presented in Table 2.

It is apparent that, according to VENDEL, the  $\text{SiO}_2$  content most conducive to ore mineralization in volcanics is 61 to 64 per cent. Plotting intensity of ore mineralization vs.  $\text{SiO}_2$  content yields an asymmetric graph. Decrease of the  $\text{SiO}_2$  content below the optimum entails a more rapid decline of intensity

Table 2

*Mean SiO<sub>2</sub> content and intensity of ore mineralization  
in the volcanic mountains of the Carpathian range*

Mountain (Ore region)	Mean SiO <sub>2</sub> content of volcanics, per cent	Intensity of ore mineralization
Avas-Gutin	61.84	5
Transylvanian Ore Range	61.91	5
Selmec-Körmöc Range (middle portion)	64.03	5
Mátra Mts.	59.39	3-4
Tokaj-Presov Mts. (middle portion)	65.75	3
Ditto (northern portion)	59.17	2
Selmec-Körmöc Range (western portion)	58.63	2
Börzsöny Mts.	57.38	2
Selmec-Körmöc Range (eastern portion)	57.03	1-2
Tokaj-Presov Mts. (southern portion)	71.46	1-2
Hargita-Kelemen Mts. (Mti Căliman)	57.21	1-2
Dunazug Mts.	58.15	1-2
Cserhát Mts.	55.26	1

than does its increase above the optimum. The exact value of the optimum mean SiO<sub>2</sub> content for the Late Tertiary rock province of the Carpathian region was found, on the basis of the large number of rock analyses available, to be 63 per cent.

A detailed surface mapping of the Telkibánya ore district in the Tokaj Mountains, accompanied by a thorough geological, petrographical and petrological study of all the underground workings, has led the author to form the opinion that the main factors of a favourable ore mineralization are basement geology, volcanotectonic conditions and first and foremost, the petrogenetic evolution (ABDULAJEV 1961) of the ore-carrying rock. Ore mineralization is in an intimate connection with the origin and evolution of the host rock; ore and rock evolve in a parallel, indeed interwoven fashion and neither can be discussed without the other. The detailed petrographic examination, the unravelling of hypo- and meta-alterations down to the level of mineral and trace-element associations of the ore veins necessarily leads to the recognition of the processes involved in the leaching of the volcanic basement, the evolution of the volcanics, the mobilization of the ore-forming substances and the formation of the ore veins.

The processes involved and the agents (factors) that activated them are divided by their orientation in space and other features in two large groups: (1) ascending (primary, juvenile, hypogene) and (2) descending (secondary, supergene).

The processes of group (1) are characterized by ascending mobilization; those of group (2) by descending mobilization. The most important factors of ascending mobilization are  $H_2O$ ,  $CO_2$ , S, silica and  $K_2O$ , an indicator of very intense mobilization in our region. The most important factors of descending mobilization are  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ , silicification connected with clay mineralization on the surface and — as suggested by Hungarian results applying also to our region — bacterial activity.

All these factors may exert their influence before, during and/or after ore mineralization. Thus one may speak of

1. pre-metallogenetic,
2. syn-metallogenetic and
3. post-metallogenetic processes.

In dependence of the dominant factors (substances), the main types of the processes influencing the petro-metallogenetic evolution in the Tokaj Mountains and also in the most important ore-bearing areas of the Carpathian region are the following: sericitization, chloritization, propylitization, epidotization, carbonatization, pyritization, potash metasomatism ("adularization"), silicification, clay mineralization, alunization, and, to a lesser degree, tourmalinization, apatitization, biotitization. Processes indicative of great depths are epidotization, tourmalinization, apatitization.

All these processes are reviewed and classified in Table 3.

As evident from the table volcanic activity in the region under consideration produced a pyroxene orthoandesite.

### Chloritization

Chloritization is connected with the hypo-stage of the andesitic activity. The mafic constituents are chloritized in the last stage of crystallization. The chloroandesite thus formed is a transition between pyroxene orthoandesite and propylitic andesite. Its mineralogical composition is widely different from that of the orthoandesite. The mafic constituents are almost entirely chloritized, there is partial sericitization in the place of plagioclases. Of the main chemical components, the content of  $Al_2O_3$ ,  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$  and, to a smaller extent, of  $K_2O$  is on the increase. The degree of oxidation decreases, the state of iron shifts in favour of FeO.

The trace elements do not follow very sensitively the changes in the main elements. This is particularly true of chalcophiles whose abundances do not change significantly as compared with the orthorock. Hence, chloritization does not profoundly mobilize the trace elements of andesite: it plays no particular role in the enrichment of the ore material either. It is most important as an ore-indicator by virtue of the chloritization of the mafic minerals.

Table 3

*Petrometallogenetic processes in the Carpathian volcanic wreath*

Factors of mobilization	Petrometallogenetic process	Resulting rock type
Pre-metallogenetic processes		
Volcanism Hypo-stage of volcanism, $H_2O, CO_2$	Formation of volcanics Chloritization Sericitization Carbonatization	Pyroxene orthoandesite Chloroandesite Hydroandesite Carboandesite
Hypo-stage of volcanism, $H_2O + S (+CO_2)$	Propylitization Epidotization	Andesitogene propylite
Hydrotherms $H_2O + K_2O + O_2$	Potash metasomatism (adularization)	Kalitrachyte (potash metasomatite)
Syn-metallogenetic processes		
Hydrotherm $H_2O + K_2O + O_2$ Hydrotherm, $H_2O$ Hydrotherm, $SiO_2$ Hydrotherm, S Hydrotherm, $CO_2$ Hydrotherm, $H_2O$	Potash metasomatism (adularization) Sericitization Silicification Pyritization Carbonatization Kaolinization	Kalitrachyte (potash metasomatite) Hydrokalitrachyte Silicokalitrachyte Sulfokalitrachyte Carbokalitrachyte Hydrokalitrachyte
Post-metallogenetic processes		
$H_2O + CO_2$	Kaolinization (carbonatization) with intense Silicification	Hydro-silicokalitrachyte Carbo-silicokalitrachyte
Sulphuric postvolcanic activity	Alunitization	Alunitic volcanite
$H_2O$ in vadose waters	Montmorillonitization	Hydrovolcanite
Bacterial activity	Oxidation, reduction	Oxyvolcanite, ore concentration

**Sericitization**

Sericitization is ubiquitous in the Tokaj Mountains. It is, however, fairly difficult to find any regularity in its distribution, as the process may be pre-, syn- and also post-metallogenetic.

As a pre-metallogenetic process, it most usually accompanies chloritization in the deeper ore mineralization zones. It plays no particular role in the

hypo-stage, in the mobilization and enrichment of metals, but is a mineralization indicator. Syn- and post-metallogenetic sericitization is possible also on the surface, particularly in the marginal zone of the mineralization, often in a concentrically zoned distribution pattern.

### Carbonatization

Carbonatization does not usually form independent zones; it is most frequently associated with other petrometallogenetic processes. As a pre-metallogenetic process it occurs in deep zones, where, interlaced with pyritization and chloritization, it is one of the main factors of propylite formation. Syn-metallogenetically, it is an important mobilizer of precious metals, particularly in kalitrichyte. Post-metallogenetically, it appears in the ore veins, where it produces siderite, ankerite and dolomite in a closing episode of ore mineralization. Pre- and syn-metallogenetically, it further plays an important role in the comminution of the rock.

### Propylitization

The most important pre-metallogenetic process in the Carpathian region is the regional propylitization (greenstone formation) which, in connection with ore mineralization, is brought about by ascending mobilization (INKEY 1906, PÁLFY 1916). The propylite thus formed is predominantly a hypo-, subordinately a meta-volcanic rock. Propylitization has recently been shown to be a metasomatic process (KORSHINSKY 1959), in which  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $K_2O$ , S and  $O_2$  are the controlling mobile components. The formation of hypo- and metamagmatites including propylitization is a metasomatic process in the broader sense, which proceeds until the original mineral assemblage is fully digested and a new stable polymineral assemblage is produced (SZÁDECZKY-KARDOSS 1966).

The typomorphic minerals of propylite are chlorite (clinochlore), epidote and albite. Quartz and pyrite are typical accessories. With the progress of propylitization, the chloritization of the mafic constituents is accompanied by the alteration of the feldspar phenocrysts from a plagioclase of andesine-labrador composition into one of albite-oligoclase composition, accompanied rather often by 10 per cent or more of sanidine.

In the Telkibánya district of mineralization chlorite, epidote, albite and sanidine are joined by calcite. As regards the chemical composition, the content of  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$  and  $K_2O$  increases as compared to the orthoandesite and the degree of oxidation further decreases (SZÉKY-FUX 1964).

In respect of trace elements, the abundances of Cr, Ni and the most important chalcophiles decrease against the orthoandesite. From the viewpoint of ore mineralization, propylitization represents a phase of intense leaching. On the other hand, the increase of the  $K_2O$  content is accompanied by an enrichment of elements sympathetic to potash (*e.g.* Ba).

### Potash metasomatism (adularization)

This process, as regional as propylitization and intimately linked with it, is either pre- or syn-metallogenic in the Carpathian region. The reductive environment of propylitization is replaced by an intensely oxidizing one owing to the open fissure and fracture systems. The metasomatism of plagioclase is advanced so far that all plagioclase is replaced by potash feldspar. The mafic constituents are entirely opacitized under the prevailing oxidizing conditions. Owing to the low ionic density of K, potash metasomatism is particularly intense at the upper levels, which are the carriers of gold mineralization in the Carpathian region. The mineralogical composition of the potash metasomatite thus formed is conspicuous for striking dominance of potash feldspar.

According to the author's observations, three types of potash feldspar are produced: sanidine as a pseudomorph after plagioclase, a so-called "triclinic adularia" (BAMBAUER-LAVES 1960), as a transitional unstable phase between sanidine and microcline, likewise as a pseudomorph after plagioclase, and in the matrix an unstable monoclinic "adularia" appears. The most frequent mafic constituent associated with potash feldspar is the opacitized brown amphibole of mostly secondary origin.

The most prominent feature of the chemical composition is the high  $K_2O$  content, varying from 9 to 12, seldom to 14 per cent in typical kalitrichyte. Another specific feature is the remarkably low  $Na_2O$  content, usually below 1 per cent and rather often below 0.5 per cent. The CaO and MgO contents are similarly low. The iron oxidation parameter is, however, very high (SZÉKY-FUX 1964).

As regards the trace elements, Ba and Li are enriched parallel to K, but so are Pb, Zn, Cu, Hg and As, too. The enrichment of the latter is due, in many cases, to the pyrite content, to the sulfo character of kalitrichyte. However, the dominant chalcophiles of the ore district are enriched beyond doubt in kalitrichyte as compared to orthoandesite, whereas their abundances in propylite are lower than those in orthoandesite. Propylite represents an episode of leaching, loss of heavy metals. On the other hand, kalitrichyte represents an incipient state of accumulation of chalcophiles (SZÉKY-FUX 1968).

### Silicification

Silicification is a syn- and post-metallogenetic process. It can be due to an ascending or a descending mobilization. It can be both primary and secondary: as a result of an endo-metaprocess it often precipitates with a content of precious metals from a hydrothermal solution, or it silicifies both volcanics and gangue with silica liberated by an intense clay mineralization. Hence, its intensity is, like that of potash metasomatism or clay mineralization, higher on the upper levels with a gradual decrease downward. Intense silicification is in this andesite area primarily connected with kalitrichyte, whence the dominant silicovolcanite is a silicokalitrichyte.

In its mineralogical composition — except for the presence of a  $\text{SiO}_2$  mineral — silicokalitrichyte does not differ significantly from the simple kalitrichyte. Still, in the silico variety there is a decrease in heavy metal trace elements. This suggests that whereas potash metasomatism to some extent concentrates the chalcophiles both in the rock and in veins developed in it, silicification, by promoting the “leaching” of kalitrichyte, increases the concentration of sulfochalcophiles in the ore-bearing veins.

### Pyritization

Pyritization is one of the most important mobilizing processes of the precious metals and of the sulfochalcophiles. Moreover, in the Telkibánya district it is the most widespread petrometallogenetic process, which had repeatedly occurred in most localities. Its pre-metallogenetic phase is connected with propylitization. Syn-metallogenetically, it is the most important ore-carrier, the carrier of precious metals in the Telkibánya mineralization. In the ore-producing episodes of the petrometallogenetic evolution, it appears at the deeper levels alternating with sulfidic phases, whereas on the higher levels it is a recurring independent phase with a significant concentration of gold. In the closing phase of the mineralization it is a low-temperature phase poor in precious metals, often represented by marcasite.

The mineralogical composition of the sulfovolcanites produced by propylitization corresponds, as to chief constituents, to that of propylite or kalitrichyte. The pyrite content is 10 to 15 per cent in propylite, 10 to 20 per cent in sulfokalitrichyte. It is often a typomorphic constituent of propylite, and appears also in ortho- and chloroandesite in the form of euhedral crystals, sometimes of several centimetres size. In propylite, pyrite may appear as a pseudomorph after mafic constituents. In sulfokalitrichyte it is disseminated and syngenetic with the mineralization. The chemical composition of sulfovolcanites does not essentially differ from that of the corresponding

volcanites; it is only the S content that reveals the increased pyrite content. The abundances of the trace elements are more sensitive, those of the sulfo-chalcophiles show an increase.

### Clay mineralization

Clay mineralization accompanying the ore mineralization is a typically syn- and post-metallogenetic process, due to ascending or descending mobilization (MILLOT 1964, TCHOUKROV 1962).

Clay mineralization appears in well-defined vertical zones. Clay mineralization in the strict sense is most prominent near the surface outcrops of veins; it gradually declines downward. On the higher levels, kaolinite is the most widespread clay mineral with a relatively small vertical and relatively large horizontal extent. Below the kaolinite level, montmorillonite is the dominant clay mineral to a depth of 150 m under the surface in the rock and of 400 to 500 m under the surface in the vein fillings after a zone of mixed-structured clay minerals, there is a lowermost zone of chlorite (SZÉKY-FUX 1965).

In the kaolinitic, quartz, pyritic veins the enrichment of precious metals is insignificant. It is strikingly prominent in the montmorillonitic gangue. The optimum levels of the ancient workings at Telkibánya are all in the montmorillonite zone.

The sulfidic heavy-metal mineralization of the deeper levels is accompanied by a clay mineralization in the broader sense, by the chloritic propylite already described.

### Conclusions

Reviewing the above-described pre-, syn- and post-metallogenetic processes one may draw the following conclusions.

The feature most useful for prospecting practice of the processes provoking the petrometallogenetic evolution of a rock is that they are tracers, indicators of mineralization. The minerals thus formed (sericite, chlorite, quartz and other  $\text{SiO}_2$  minerals, carbonates, adularia, albite, epidote, zoisite, alunite, pyrite, biotite, tourmaline) indicate, by their common occurrence, an intense hydrothermal alteration; the sort of clay mineral (kaolinite, montmorillonite) accompanying them indicates the depth range; intense carbonatization is indicative of a gold mineralization, the appearance of dolomite suggests the presence of a lead mineralization. Bleached whitish rocks which have undergone considerable hydrolysis and silicification are also good ore indicators, helpful to prospectors (SCHWARTZ 1959).

It is generally typical of these processes that, depending on the depth preferences of the agents, the rock and ore mineral associations produced by them occur in well-defined vertical zones. For instance, the ascending agents  $H_2O$  and  $CO_2$  (cf. Table 3) produce epidotization at great depth, chloritization (propylitization) at medium depth and kaolinitization near the surface. The activity of the ascending factors results in a hypogenic (primary) depth zoning in both the host rock and the ore veins, zoning possibly superimposed by a hypergenic (secondary) near-surface one controlled by descending agents.

As a result of the interference of these two types of processes, a well-defined vertical zonality is observed in the Telkibánya district as well as in the Tokaj Mountains.

The rock types and the related ore zones of the Tokaj Mountains are listed from the surface downward in Table 4.

Table 4

*Hypo- and metavolcanites and the corresponding vertical zones of ore veins in the Telkibánya district (Tokaj Mountains)*

Hypo- and metavolcanites	Ore veins
Oxykalitrachyte	Au-Ag-bearing veins with ochre-type filling, rich in clay minerals and silica
Hydrokalitrachyte (with intense clay mineralization)	
Hydro-silicokalitrachyte	Au-Ag-bearing veins with pyrite and argentite, clay mineral and silica filling
Hydro-carbo-sulfokalitrachyte	
Andesitogenic propylite	Heavy metal sulfides sphalerite, galena, chalcopyrite

These vertical zones — as show the most recent communications (BÖHMER 1961, FIALA—PÁCAL 1959, GIUSCA 1961, JANOVICI—GIUSCA etc. 1961, KASZANITZKY 1961, KOCH 1966, LIFFA 1955, MANILICI—GIUSCA—STIOPOL 1965, PANTÓ G.—MIKÓ 1964, PANTÓ GY. 1967) — have validity in all areas of ore mineralization of the Carpathian region.

## REFERENCES

- ABDULLAEV, CH. M.: Die petrometallogenetischen Reihen der magnetischen Gesteine und die endogene Erzbildung. *Zeitschr. Angew. Geol.* **7**, 9, 441, 1961.  
 BAMBAUER, H. M.—LAVES, F.: Zum Adularproblem. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **40**, 177, 1960.  
 BÖHMER, M.: Relations between Potassium Trachytes, Rhyolites and Mineralization in the Kremnica Ore Field. *Geol. Práce* **60**, 319, 1961.  
 FIALA, FR.—PÁCAL, ZD.: Několik geochemických posnámén o kyslych diferenciacích neovulkanitu v. Kremnických horách. *Geol. Práce* **54**, 5, 1959.  
 GIUSCA, D.: Die Adularisierung der Vulkanite in der Gegend von Baia Mare. *Acta Geol.* **VII**, 173, 1961.

- JANOVICI, V.—GIUSCA, D.—MANILICI, V.—GHERASI, N.—JUDE, R.—GEORGHITĂ, J.—DIMITRESCU, R.: Aperçu général sur la géologie de la région de Baia Mare. Association Géologique Carpatobalkanique, V-ème, Congrès 1961.
- INKEY, B.: De la relation entre l'état propylitique des roches andésitiques et leurs filons minéraux. C. R. Congr. Intern. Géol. Mexico, 1906.
- KASZANITZKY, F.: Origin and Horizontal Zonation of the Ore Minerals at Gyöngyösoroszi. Acta Geol. VII, 197, 1961.
- KOCH, S.: Magyarország ásványai (Minerals of Hungary). Akadémiai Kiadó, Budapest 1966.
- KORZHINSKY, D. S.: Physicochemical basis of the analyses of the paragenesis of minerals (translated from Russian). Consultants Bureau Inc. New York, 71, 1959.
- LIFFA, A.: Telkibánya bányaföldtani viszonyai (La géologie et la pétrographie des environs de Telkibánya). Földtani Intézet Évkönyve XLII, 4, 211, 1955.
- MANILICI, V.—GIUSCA, D.—STIOPOL, V.: Studiul zăcămintului de la Baia Sprie. Memoriile Comitetului Geologic VII. Bucuresti 1965.
- MILLOT, G.: Géologie des Argiles. Masson et Cie, éditeurs Paris, 1964.
- PANTÓ, G.—MIKÓ, L.: A nagybörzsönyi ércesedés (The Nagybörzsöny ore deposits). Földtani Int. Évkönyve I, 1964.
- PANTÓ, GY.: A Börzsöny hegység É-i részének harmadidőszaki vulkanizmusa (Tertiary volcanism of the Northern Börzsöny Mts). Candidate's thesis. Budapest 1967. Manuscript.
- PÁLFY, M.: Az erupciós kőzetek zöldkővesedése (Greenstone formation in eruptive rocks). Földtani Közöny LVII, 65, 1916.
- SCHWARTZ, G. M.: Hydrothermal Alteration. Econ. Geol. 54, 2, 161, 1959.
- SMIRNOV, W. J.: Probleme der endogenen Metallogenese. Zeitschr. Angew. Geol. 12, 4, 169, 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, GY.: Verespatak kőzeteiről (On the rocks of Verespatak). Földtani Közöny XXXIX, 336, 1909.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innerkarpatischen Vulkanbogen. Mitt. der Berg u. Hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron XIII, 273, 1941.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PESTY, L.: Ein Verfahren zur exakten Auswertung der Magmatit-texturen. Acta Geol. VII, 39, 1962.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: On Igneous Rock Textures, their Mineralogical Composition and Cooling Curves. Acta Geol. XI, 221, 1967.
- SZÉKY-FUX, V.: Propylitization and Potassium Metasomatism. Acta Geol. VIII, 97, 1964.
- SZÉKY-FUX, V.: Vertical Zoning of Clay Minerals Accompanying a Hydrothermal Mineralization. Acta Geol. IX, 259, 1965.
- SZÉKY-FUX, V.: Die Paragenese der erzführenden Gesteinsumwandlungen von Vulkaniten. Freiberg. Forschungh. C 230, 187, 1968.
- TCHOUKROV, F. V.: Sur la genèse des minéraux argileux dans la zone d'altération superficielle des gîtes métallifères. Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique. Paris, 105, 159, 1962.
- VENDEL, M.: Zusammenhänge zwischen Gesteinprovinzen und Metallprovinzen. Mitt. der Berg. u. Hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron XVII, 206, 1948—49.

ПЕТРОМЕТАЛЛОГЕНЕЗИС ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРПАТСКОГО НЕОГЕНА

В. СЭКИ-ФУКС

Резюме

Детальное исследование гипо- и метавулканитов, сопутствующих оруденению Токайских гор, а также рудных жил, привело к познанию факта, что содержащиеся в рудных жилах металлы мобилизуются теми же самыми процессами, которые играют основную роль в формировании сопутствующих оруденению вулканитов. Эти, так называемые петро-металлогенетические процессы, классифицируются по своему направлению (выходящие и нисходящие) и по своему отношению к оруденению (пре-, син- и постгенетические). Они создали четкую вертикальную зональность на всех площадях развития Карпатского оруденения.



# STRONTIUM ISOTOPIC RATIOS IN TERTIARY IGNEOUS ROCKS OF THE TOKAJ MOUNTAINS, NORTHEASTERN HUNGARY

By

Á. KOVÁCH, K. BALOGH

INSTITUTE OF NUCLEAR RESEARCH OF THE ACADEMY OF SCIENCES, DEBRECEN,

and

G. PANTÓ

INSTITUTE OF GEOLOGY AND MINERALOGY, KOSSUTH UNIVERSITY, DEBRECEN

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios of volcanic rocks of different acidity ranging from basalt to rhyolite have been determined. The distribution of the isotopic ratio is similar to those found by other authors in felsic volcanics, basalts yielding the lowest isotopic ratios. Rhyolitic-rhyodacitic rocks are enriched in radiogenic strontium with respect to rocks of intermediary composition on the average, with a considerable overlap of the corresponding distributions of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio. The bearing of petrochemistry on the isotopic constitution of strontium has been formulated in terms of correlation coefficients. The evaluation of significant covariances led to the conclusion that crustal contamination might be the only cause of the variability of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio, supporting recent theories on the origin and development of magmas in the Tertiary volcanism of Hungary.

## Introduction

The application of strontium isotope geochemistry to petrological studies began on an advanced scale with the work of FAURE and HURLEY [1] in 1963. The isotope  $^{87}\text{Sr}$  being partially produced by the continuous radioactive decay of the nuclide  $^{87}\text{Rb}$ , the abundance of  $^{87}\text{Sr}$  — conveniently expressed in terms of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio — reflects in any rock sample the Rb/Sr ratio characteristic of the environment from which the material of the given sample originates. Provided the Rb/Sr ratio in the sample itself is sufficiently high to produce a measurable increase in the amount of radiogenic strontium, and the primary Sr isotopic composition is known, the time elapsed since the emplacement of the rock under study can be determined. Apart from this “age effect”, however, variations in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio *at the time of emplacement* may reflect differences in the Rb/Sr ratio of the parent system itself, and can thus be used as a tool in elucidating some aspects of magma genetics.

The limited variation of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in basalts (especially in those in an oceanic environment) found by FAURE and HURLEY [1] suggests that

the source region of oceanic basalts is quite homogeneous as to the Rb/Sr ratio. Further analyses by HEDGE and WALTHALL [2], confirming the results of FAURE and HURLEY, supply further evidence on the uniformity and rather low value of the Rb/Sr ratio in the environment of oceanic basalt magma generation.

The average Rb/Sr ratio may be expected to be substantially higher in the crust than in the source of oceanic basalts. From data published on the geochemistry of rubidium [3] and strontium [4], an average crustal Rb/Sr ratio of about 0.25 can be deduced, a value about five times greater than the mean of oceanic basalts. Based on this relation FAURE and HURLEY [1] concluded that the present average crustal  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio should be about 0.725, assuming an average age of  $2 \cdot 10^9$  years for the earth's crust. Thus, in any rock containing reworked crustal material the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio should be measurably higher than in rocks of subcrustal origin, for which an isotopic ratio not exceeding 0.705 is characteristic.

This hypothesis found strong support in works published since 1963 although severe difficulties and contradictions did arise in the interpretation of experimental findings. HEDGE [5] presented a series of measurements on volcanic rocks of various origin and acidity ranging from basalts to rhyolites. Oceanic basalts show a near-uniformity of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio, with only minor variations, which possibly reflect Rb/Sr inhomogeneities in the upper mantle. On the contrary, continental basalts and more acid volcanics reveal a rather extended range of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio, and are more or less enriched in radiogenic  $^{87}\text{Sr}$ , suggesting either a crustal origin or contamination with crustal material.

The assumption that crustal contamination may be a significant factor in bringing about differences in the isotopic constitution of strontium was proved by SUMMERHAYES [6] for the Garabal Hill—Glen Fyne igneous complex, Scotland, where a clear parallelism between the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio and the contamination of a given rock could be established. In a suite of oceanic basalts, a link between silica content and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio was found by POWELL, FAURE and HURLEY [7]. Although there is no unanimity in the interpretation of intra-areal variations in the isotopic composition of strontium (for the Hawaiian rock suite see [8]), according to any possible interpretation the crustal origin of at least some of the excess radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  seems to be proved.

At present we cannot clearly demonstrate whether or not there is necessarily a quantitative connection between strontium isotope composition and chemical constitution within a cogenetic rock suite. As already mentioned, in Hawaiian rocks a parallelism between silica content and the relative amount of radiogenic strontium was established by POWELL et al. [7]. On the other hand, HURLEY et al. [9] found no correlation between the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio and the Rb and Sr content respectively of trachytes, leucite tephrites, leucite basalts and leucitites of Western Italy.

In the present study we shall attempt to obtain some information about the distribution of strontium isotope ratios in the late Tertiary volcanic rock suites of known chemical composition of the Tokaj Mountains, Northeastern Hungary. A volcanic district with rock types highly varied in both petrochemical composition and facies. The studies reported in this paper are based on our investigations on the geochemistry of strontium in the Tokaj Mountains volcanics [10].

### Geological outline

The products of Cenozoic volcanism are rather widespread in Hungary, although they do not cover more than 8.2 per cent of the country surface. On the other hand, drilling to depths up to 2000 m has encountered Cenozoic volcanic formations in half of the country's territory (45,000 km<sup>2</sup>). The total bulk of volcanics amounts to nearly 10 per cent of the total volume of Cenozoic formations. The greatest part (about 3/4 of all the volcanic products) can be attributed to acid volcanism in the basin interior, which produced vast rhyolite-rhyodacite flood-tuff blankets covering an area of about 35,000 km<sup>2</sup>. As a counterpart to this central volcanism, whose development is intimately connected with the evolution of the Pannonian "median mass", a volcanic "festoon" of mainly andesitic-dacitic composition surrounds the basin in the north, northeast and east, the Tokaj Mountains being part of this volcanic belt.

Previous researchers assumed a close and causal relationship between the volcanism of this belt and the evolution of the surrounding Carpathian orogen. According to some interpretations, the phases of Carpathian folding coincided with those of volcanic activity. It was BALKAY [11] who pointed out that these two phenomena cannot coincide; indeed they can only alternate. On the other hand, the peculiar features of the Pannonian median mass (doming of the mantle with considerable thinning of the crust [12]) seemed to offer a key to the understanding of the peculiar character of Cenozoic volcanism in Hungary. Incorporating all information obtained so far on the structure and evolution of the median mass into a comprehensive hypothesis, SZÁDECZKY-KARDOSS [13, 14] proposed a model which offers a self-consistent image of the evolution of the central and marginal volcanism attributed to the median mass itself. Our recent knowledge of the development of Tertiary volcanism in Hungary, based on the work of SZÁDECZKY-KARDOSS, was recently summarized by one of the authors [15].

The volcanic mountains of the Tokaj area extend over 1200 km<sup>2</sup>, and continue over an area of similar dimensions in Czechoslovakia (Prešov Mountains). A volcanism of countless alternations yielded both intermediary (andesitic, dacitic) and acid (rhyodacitic, rhyolitic) products in nearly equal quantities during the late Middle Miocene (Upper Tortonian) and Upper Miocene

(Sarmatian) with possible overlap into the Lower Pliocene (Lower Pannonian). In the outcrops and in the near-surface portion of the mountains, the acid volcanics (rhyolites with strong preponderance of pyroclastics) prevail over the intermediary ones (andesites and dacites with subordinate pyroclastics). When the deeper portions of the area are considered, too, andesites gain the upper hand owing to their wide spread and considerable thickness, not yet fully disclosed by drillings more than 1200 m deep (Tállya 15, Baskó 3, Telkibánya 2, Füzérkajata 3).

A new stage of volcanic activity was initiated by two directly superposed young basalt flows (Late Pliocene—Early Pleistocene), now overlain by 80 m of unconsolidated sediment, encountered until now by a single drilling (Sáropatak 10) close to the eastern margin of the area.

The history of the approximately 8 million years of andesitic-rhyolitic activity is fairly vague. The andesitic (incl. dacitic) volcanism cannot be linked together with the rhyolitic (incl. rhyodacitic) one, either in space or in time. A loose petrochemical “consanguinity” can be established between them but none of the andesitic or rhyolitic surges have ever formed complementary or coordinated pairs likely to be of common origin. The respective distribution and structural control of the intermediary and acid volcanics support the idea of independent feed systems for each of them, tapping magma reservoirs at different depths throughout the whole volcanic evolution: andesitic volcanism is controlled by rather deep tangential fractures (referred to the Carpathian orogen, at the same time subsidence fractures of the Pannonian basin); rhyolitic eruptions follow much shallower radial ones [16]. The immediate causes of the mutual alternance and rare coincidence of intermediary and acid volcanism could not be established as yet. Generally and regionally both the Upper Tortonian and the Sarmatian andesitic to rhyolitic sequences triggered probably by caldera collapse in the central area [17] are considered to represent the aftermaths of the huge rhyolitic flood-tuff activity of the basin interior (“middle” and “upper” rhyolitic tuff complexes).

Volcanism in the Tokaj Mountains started, according to the deepest (and probably oldest) rock record so far, in the Upper Tortonian with submarine andesitic outpourings, intrusions and extrusions which underwent considerable pépéritic (pillow-lava type or hyaloclastic) alteration (drillings Tállya 15, Telkibánya 2, Füzérkajata 3). In later stages, intrusions produced huge subvolcanic masses of dacitic composition, grading upwards locally into *fossiliferous* pépérites (Sátoraljaújhely 6, Sátor Hill).

A simultaneous or slightly later stage of shallow intrusions gave rise to masses of banded rocks of rhyodacitic composition (Telkibánya 10) due partly to epigenetic  $K_2O-SiO_2$  metasomatism and grading into (Tortonian) potash metasomatites (pseudotrachytes). Upper Tortonian rhyolitic volcanism — represented by a great variety of mollusk-bearing flood tuffs of various

degrees of welding in the northeastern part of the mountains — produced but a few “rhyolitic” stocks, whose ash-flow origin cannot, however, be excluded (Sárospatak, Somlyód Hill).

The Upper Miocene (Sarmatian) volcanic activity, which yielded the bulk of the mountain rising above the plain, can be divided into an older and a younger phase. This subdivision does not coincide with the customary sub-stages of the Sarmatian (Volhynian—Bessarabian and Chersonian) based on the diminishing salinity of the surrounding inland lake. This proceeded in a non-uniform way (with several oscillations) owing to the great variability of poorly communicating lagoons in the volcanic area. The older phase — simultaneous with sedimentation of a largely brackish sea — was introduced by the lower rhyolitic (Nagybózsza 1) and rhyodacitic (Pusztafalu-Tolvaj Hill) activity which furnished besides large amounts of pyroclastics also subvolcanic bodies of tholoid and stock dimensions. Not counting some precursory dacite intrusions (Füzér-Pivotka) preceding or interfering with the latter, the bulk of the (largely subsurface) andesite (Senyő Valley, Telkibánya 2, Baskó 3, Erdőbénye 163) and dacite (Erdőbénye 20, 163) production is subsequent to the introductory acid volcanism. It is in its turn succeeded in the uppermost Lower (-brackish) Sarmatian by near-surface rhyolitic extrusions, building up high peaks (Telkibánya 4) or resting below the flood plains of the foreland (Olaszliszka 58).

The Late Sarmatian (partly lowermost Pliocene) closing phase of the andesitic to rhyolitic activity follows (perhaps after some general volcanic quiescence) the great subsidence succeeding the climax of the Sarmatian activity responsible for the conspicuous subsidence of the western-central and southern parts of the mountain. This phase — contemporaneous with freshwater sediments bearing only ostracods of low stratigraphic value—is ushered in by a copious rhyolite production, resulting besides widespread pyroclastics also in impressive volcanic edifices of extremely complicated build (Abaújszántó 3 and Sulyom Hill, Erdőbénye 163). Marginal dacitic intrusions (Hejce 1/a) follow this phase. Thin andesite lava-flows (with laminar joints and scoria) capping the highest elevations of the mountain are allotted without any direct stratigraphic evidence to the end of this phase.

A closer petrographic characterization of the three-stage volcanic series seems out of place here. The intermediary group (andesites and dacites) is chiefly pyroxene-(both hypersthene and augite)-bearing; amphibole appears only locally as a speciality and biotite is practically absent. The dominant plagioclase is labradorite-andesine in twin-lamellar, zoned, inclusion-crowded phenocrysts ill fitting the high acidity of the andesites themselves. This indicates an acidization of the melt after the growth of the phenocrysts. The representatives of this group exhibit a considerable variety of textures (crystallinity), depending on the final consolidation environment as well as on syn-,

deutero- and epigenetic hydrothermal (metasomatic) alterations leading in some cases to a complete exchange of all primary material (pseudotrachytes). The primary and secondary characteristics are not age-dependent, each of them return in second phases.

The acid group (of rhyolites and rhyodacites) is generally characterized by the scarcity of phenocrysts (quartz, acid plagioclase, sanidine, biotite). The glassy base due to "dry" quenching appears in the form of perlites with more or less intense pumiceous vesiculation. Much more widespread is the case of "wet" solidification (presence of surplus volatiles) connected syn- and epigenetically with the complete crystallization of the ground mass (cristobalite, potash feldspar, albite, tridymite, zeolites), with or without spherulitic structures.

The only basalt in the area (Sárospatak 10) represents a quite separate volcanic episode of "final" (platform-type) character succeeding the former episodes after a conspicuous time span (almost the entire Pliocene). From this single find the extension of the lava-flows cannot be established. The rock is a typical alkali-olivine basalt of intersertal texture. The lower flow exhibits an amygdaloid structure with calcite fillings.

### Experimental procedures

The sample material used in this work was essentially the same as that used in a previous study concerning the geochemistry of strontium in the Tokaj Mountains volcanics [10]. In choosing the samples, an effort was made to cover the whole range of compositional trends in the area under investigation as fully as possible. Some samples are from surface exposures, but most of them are drill cores of fresh, unaltered material.

The chemical analyses referred to in this report and listed in Table 1 (facing p. 86) were performed for the most part in the Hungarian Geological Institute by the usual routine procedure.

Besides the main component data, Sr concentrations as determined by the authors by stable-isotope dilution techniques have also been listed. Normative mineral compositions have been calculated according to the CIPW system, using an ODR 1013 electronic computer installed at the Institute of Nuclear Research. All other calculations have also been performed on the same computer.

For isotopic analysis an MI 1305 type mass spectrometer completed with an SI-01 type secondary electron multiplier beam detector system was used. The single-filament surface ionization technique was used throughout this work, filaments were prepared from tantalum tape 0.02 mm thick, 1 mm wide. In order to ensure stable ionic emission characteristics and to raise the effi-

ciency of surface ionization, the filaments were coated with a thin electro-deposited layer of tungsten trioxide. By using these filaments, stable and undisturbed ionic currents could be achieved for rather long periods, even if sample volumes were small.

The samples for mass spectrometry were prepared according to the method described by SÁMSONI [18], whose assistance in preparing the samples is warmly acknowledged. The crushed rock samples were completely dissolved in a mixture of hydrofluoric and nitric acids. Following a conversion into chlorides, they were dissolved in dilute hydrochloric acid. The quantitative separation of Sr from Rb was performed by ion exchange chromatography using ion exchange columns filled with Dowex 50  $\times$  12,400-mesh ion exchange resin. For details of the sample preparation procedure we refer to [18]. The strontium fraction obtained from the column was transferred on to the filament surface by some drops of diluted nitric acid, dried, and brought to red heat for some seconds to burn out the organic contaminants and to convert the sample into an oxide form.

The isotopic composition of strontium was determined for each sample in at least one hundred successive scans of the mass spectrum, with a visual recording of the peak intensities. The abundance ratios obtained from the peak intensity values have been corrected for the mass discrimination of the secondary electron multiplier (confirmed through the measurement of Rb isotopic composition) by multiplying the rough abundance ratios by the ratio of the square roots of the corresponding atomic masses. In order to have a means for correcting the results for the often unpredictable fractionation of the isotopes in the course of the evaporation process and in the ion source itself, the measured isotopic ratios were normalized to an  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  ratio equal to 0.1194, a value determined by NIER [19] and adopted as a common reference basis, assuming that no variation in this isotopic ratio exists in nature. As usual, one-half of the amount needed for the correction of the measured  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  ratio was used to correct the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio. This normalization procedure results in a strong improvement of the reproducibility of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio, and at the same time, reduces the internal error of individual measurements within a single run, too.

Although the applied method of sample preparation, and a careful checking and control of the parameters of the mass spectrometer throughout a single run resulted in rather stable emission characteristics, in some cases when only small amounts of strontium could be analysed, the total beam intensity decreased markedly with time. In these exceptional cases an additional correction was applied to the numerical results prior to the normalization procedure, as described in a separate paper [20].

As a measure of reliability, the standard error of the mean  $\sqrt{\Sigma A^2/n(n-1)}$ , as calculated for the corrected and normalized isotopic ratios within a single

run, was adopted throughout this paper. On the average, the value of this standard error is in the range of 0.001–0.003, *i.e.* about 0.2–0.4%.

To check the long-run characteristics of the mass spectrometer, a sample of reagent quality strontium used as a laboratory standard was repeatedly measured. The measurements performed within a period of nine months show the same minor systematic variations, which did not, however, exceed the average standard error quoted above.

### Results and discussion

Fig. 1 and Table 1 summarize our numerical results concerning the isotopic composition of strontium in volcanic rocks of the Tokaj Mountains, together with the main component analyses and CIPW norms. The samples were classed in two groups, on the basis of field evidence outlined in the previous parts of this paper, also supported by previous results [10] which indicated a difference in the behaviour of andesitic and dacitic rocks on the one hand, and rhyolitic and rhyodacitic rocks on the other. This difference in the distribution of the Sr and Ca contents points to the possibly different origin of these two groups of rocks. It was shown [10] that the rhyolitic rocks of the

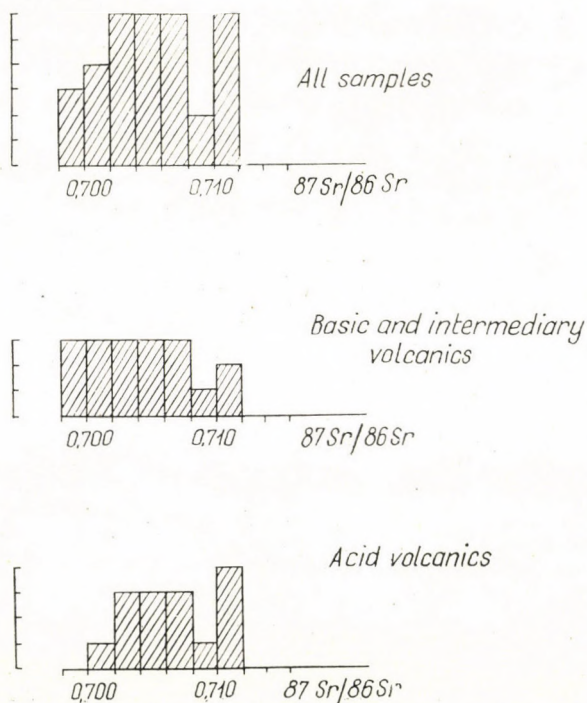


Fig. 1. Distribution of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios





mountain cannot represent residual melts left over by the prolonged crystallization differentiation of andesitic magmas, since such processes would have produced Sr/Ca ratios higher by an order of magnitude than the ones actually observed. Taking into account the uniformity of central and "festoon" volcanism, volume considerations also contradict such an assumption.

The  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio as measured on samples of the basic and intermediary group including basaltic, andesitic and dacitic members of the volcanic suites ranges from 0.698 to 0.712, with an average value of 0.7041. The range of the same ratios found in samples of the acid group extends from 0.703 to 0.712, the average being 0.7067. The overall mean, including two pseudotrachytes and an andesitogenic propylite, turns out to be 0.7053.

The measured values below 0.700 may indicate a systematic underestimation in our measurements. As we had no international standard at our disposal, we can only assume that our results might be low by about 0.003 on an absolute scale. This underestimation, whose systematic character is established by repeated measurements on the laboratory standard has, however, no bearing upon our general statements which are based on the *distribution* of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio rather than on the numerical values, to which a correction of about 0.003 should possibly be added.

The rather low age of volcanics in the mountain (oldest age: Late Middle Miocene, about 15 million years) renders it probable that no significant enrichment of the  $^{87}\text{Sr}$  isotope has occurred after the solidification of the volcanics. A rough estimation based on Rb/Sr ratios as observed in rocks of intermediary character indicates that in the group of basic and intermediary rocks (andesites, dacites) the highest contribution from additional radiogenic enrichment cannot exceed 0.0004 in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio. As regards the acid group, this increment could reach a maximal value of about 0.0015, *i.e.* the radiogenic contribution could be reflected by an elevated  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio as compared with samples of intermediary composition, but this additional term in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio is still within the limits of measurement errors. The large relative spread in time (exceeding probably 50%) of the acid volcanic activity on the one hand, and the scarcity of well-dated eruptions (even if a relative age as referred to the other members of the sequence could be established) on the other renders it probable that a correction for additional radiogenic Sr enhancement (based *e.g.* on the average age of volcanics) would not increase the reliability of our results. The superfluity of such a correction finds further support in the fact that the correlation between the alkalis and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio is not significant on the 80% probability level even within the acid group, and is by no means more expressive than in samples of basic and intermediary composition. In any case, a correction based on even the highest Rb/Sr ratio found in the acid samples would not blot out the difference between the average isotopic ratios of the two groups, which difference, by the *t*-test for the significance of the

difference between two means, is significant on the 99% probability level. This again indicates that the two groups cannot originate from the same population.

No significant enrichment of radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  has occurred after solidification; this is supported by the time distribution of the measured strontium isotopic ratios as expressed by a comparison of the average ratios of the individual age groups (Upper Tortonian, Sarmatian, Uppermost Sarmatian, Pannonian) in Fig. 2. In the acid group, no significant time variation of the

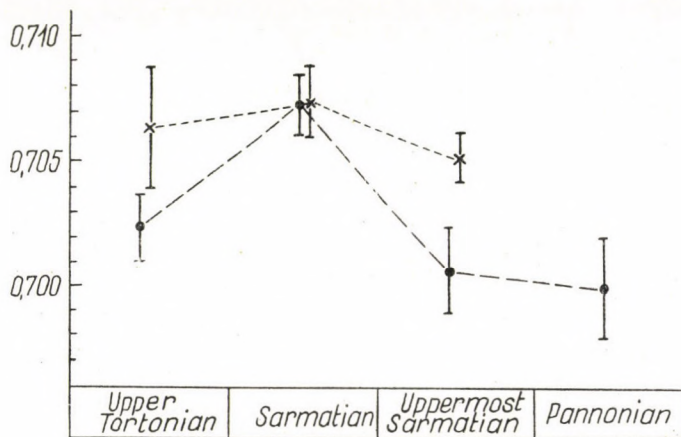


Fig. 2. Distribution of the mean  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios with volcanic phases

average isotopic composition can be established. In the intermediary group, however, a marked decrease of radiogeneity can be observed during the Sarmatian phase of volcanism, which supplied the greatest part of volcanic products and was accompanied by the subsidence of the volcanic area. Fig. 2 suggests that the radiogenic enrichment in the isotopic composition of strontium might be connected in some way with the *evolution of the volcanic paroxysm*, as the intermediary rocks of the (introductory) Tortonian phase exhibit an average  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio, which then increases to a maximum in the phase of most intense volcanic activity in the Sarmatian, and drops to a low (basaltic) level in the final phases. One should emphasize, however, that the limited number of samples in each age group, the scarcity of direct stratigraphic evidence to lend an indisputable basis to the supposed relations in time and space between individual products of volcanic activity and the resulting uncertainty in the attributed ages [23] considerably reduces the reliability of the conclusions involving the distribution of Sr isotopes over the stratigraphic ages. Further, the precision level of the individual measurements as reflected by the standard errors given in Table 1 does not allow any conclusion as to whether or not the standard errors of the group means shown in Fig. 2 —

calculated under the assumption of a "consanguinity" within each age group — can serve as a basis of deciding on the significance of the age trend observed. It should be mentioned, however, that our preliminary results on intermediary rocks of the Börzsöny Mts [24] indicate a similar link with the individual phases of volcanic activity.

An attempt at finding a significant connection with the geographical position (see Fig. 3) proved unsuccessful. Although linear trend surface fitting indicated a slight increase of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio in about W-E direction for the acid group, whereas within the intermediary group a slight decrease in about the same direction could be observed, the high values of the higher order

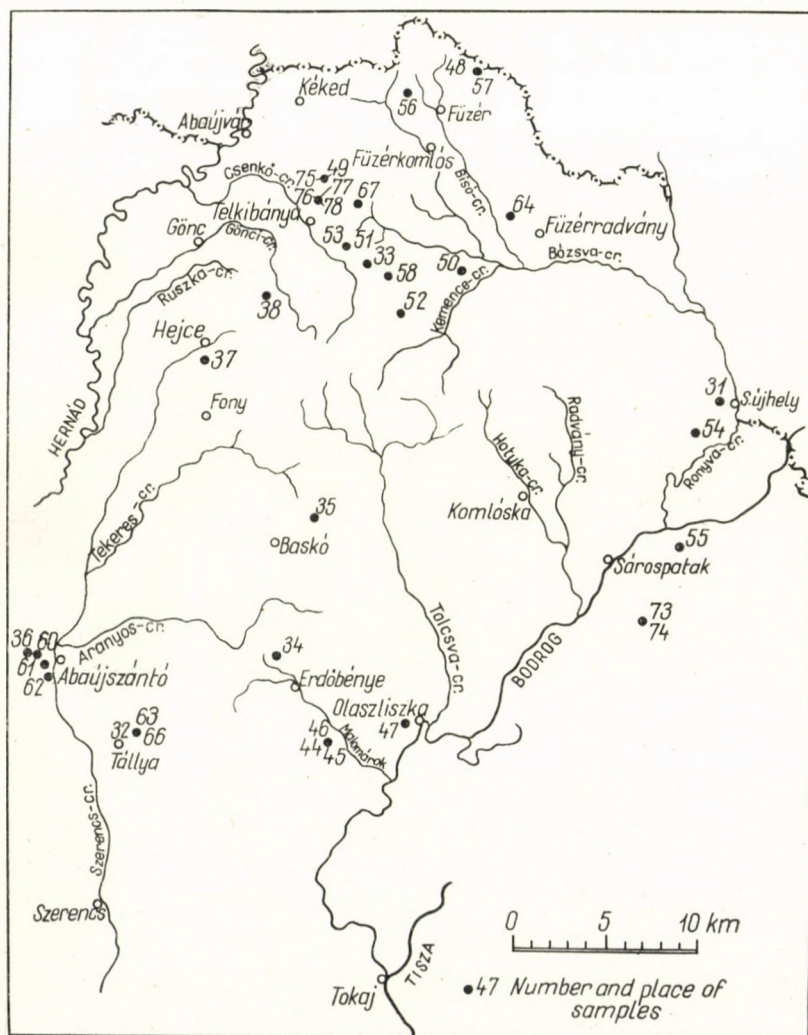


Fig. 3. Geographic distribution of sampled localities

residuals make conclusions about the distribution of radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  in space within the volcanic district unreliable.

Possible links and connections with chemical composition have been investigated by forming the correlation coefficients of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio with the data of chemical analyses and norms (CIPW); the resulting correlation coefficients are listed in Table 2. The diversity of the petrochemistry of the volcanics in the Tokaj Mountains, their manifold origin, advanced secondary alterations including near-surface potassium metasomatism [25], as well as the effect of measurement errors masking minor variations in the isotopic composition of Sr, made it probable in advance that variation diagrams would be of little real use. Correlation studies based on a proper choice of levels of significance might, however, be useful in tracing possible links which could be hidden by the scatter of points in variation diagrams.

**Table 2**  
Correlation coefficients of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MgO	CaO
All samples <sup>2</sup>	<b>+0.353</b>	-0.112 (+0.446)	-0.107 (-0.034)	<b>-0.355</b> (-0.346)	<b>-0.549</b> (-0.576)	<b>-0.422</b> (-0.418)
Intermediary volcanics <sup>3</sup>	+0.211	<b>+0.437</b> (+0.599)	-0.069 (+0.007)	-0.087 (-0.054)	<b>-0.547</b> (-0.590)	-0.329 (-0.361)
Acid volcanics <sup>3</sup>	+0.109	+0.271 (+0.324)	-0.100 (-0.177)	-0.310 (-0.309)	-0.272 (-0.369)	-0.131 (-0.183)
	qu	or	ab	an	c	di
All samples <sup>2</sup>	+0.281	+0.312	+0.038	<b>-0.332</b>	+0.075	<b>-0.524</b>
Intermediary volcanics <sup>3</sup>	+0.309	+0.172	-0.803	-0.101	+0.423	<b>-0.582</b>
Acid volcanics <sup>3</sup>	-0.224	+0.088	+0.234	+0.050	-0.112	—
	alk <sup>4</sup>	Sr	$\text{O}_{\text{Fe}}^5$	M.I. <sup>6</sup>	F.I. <sup>6</sup>	
All samples <sup>2</sup>	<b>+0.373</b> (+0.425)	<b>-0.447</b>	+0.216	<b>+0.583</b>	<b>+0.409</b>	
Intermediary volcanics <sup>3</sup>	+0.122 (+0.164)	-0.415	+0.017	<b>+0.512</b>	+0.243	
Acid volcanics <sup>3</sup>	+0.231 (+0.262)	-0.258	-0.094	+0.436	+0.167	

CHAYES [21] called attention to the fact that the closed-system character of analytical data caused by the normalization to one hundred (or near one hundred) per cent gives rise to "spurious" correlations generated purely by the closure effect, resulting in the preponderance of correlation coefficients less than zero, and in a "dispersion" of the variances of the dominating components (in most cases  $\text{SiO}_2$ ) to the other variables. This is easy to see if we take into consideration that an increase in the percentage of a single component entails a decrease in the percentages of all the other constituents. It is sug-

gested therefore to exclude the effect of this dominating component (in our case of  $\text{SiO}_2$ ) and to refer all analytical data to a silica-free basis by dividing all concentrations by  $100 - \text{SiO}_2$  (if the component concentrations are expressed in percentages) [21]. Numbers in parentheses are correlation coefficients calculated in this way and are thus more commensurable with the expected zero value for no covariance, than the correlation coefficients calculated from the raw analytical data. In the case of normative compositions no such procedure was found necessary, since the percentual composition of the norm is not controlled by a single constituent.

Correlation coefficients as listed in Table 2 have been calculated for rocks of basic and intermediary composition taken as one group, and for acid volcanics as a second one. Also, coefficients have been calculated for all samples taken together, and including three additional samples, products of

ratio with analytical data<sup>1</sup>

$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{MnO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O}^+$	$\text{H}_2\text{O}^-$
+0.038 (+0.236)	<b>+0.314</b> (+0.376)	-0.135 (-0.046)	<b>-0.346</b> (-0.286)	<b>-0.394</b> (-0.361)	-0.089 (-0.107)	-0.101 (-0.032)	-0.059 (+0.010)
-0.003 (+0.116)	+0.172 (+0.181)	-0.070 (-0.048)	-0.306 (-0.250)	-0.326 (-0.285)	+0.027 (+0.038)	+0.224 (+0.279)	+0.096 (+0.139)
+0.234 (+0.254)	+0.098 (+0.174)	<b>+0.582</b> (+0.608)	<b>+0.324</b> (+0.458)	+0.246 (+0.297)	-0.159 (-0.233)	-0.298 (-0.323)	-0.012 (-0.027)
hy	mt	il	he	ap	$\text{H}_2\text{O}$	cc	$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-c}$
<b>-0.379</b>	<b>-0.411</b>	-0.209	+0.167	<b>-0.397</b>	-0.098	-0.089	-0.234
-0.143	-0.337	-0.307	+0.152	-0.330	+0.186	+0.028	-0.032
-0.312	-0.042	+0.296	-0.072	+0.241	-0.213	-0.158	+0.351

<sup>1</sup> Bold face numbers denote correlation coefficients significant on the 95% probability level. Numbers in italics are correlation coefficients whose probability level of significance does not exceed 80% against zero.

All norms are CIPW.

<sup>2</sup> Including two andesitogenic pseudotrachytes and an andesitogenic propylite, not taken into consideration either in the intermediary or in the acid group.

<sup>3</sup> Sample classification based on the behaviour of the  $\text{Sr}/\text{Ca}$  ratio. For details see [10] and the text.

<sup>4</sup> alk = sum of the  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  content in per cents.

<sup>5</sup>  $O_{\text{Fe}}$  = atomic iron oxidation ratio  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ , calculated as  $\frac{0.9 \text{ Fe}_2\text{O}_3}{0.9 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}$

<sup>6</sup> M.I. and F.I.: Mafic and felsic indices calculated after SIMPSON [23].

near-surface potassium metasomatism, not listed before in either preceding group.

Considering the case when all samples are taken together, we can only conclude that the correlation coefficients agree with a general tendency for

radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  to concentrate in the more acid volcanics. The positive covariance with silica corresponds to the significant difference between the mean  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of the basic-intermediary and acid groups, respectively. The covariance with  $\text{Al}_2\text{O}_3$  seems insignificant, but considered on a silica-free basis, it turns out to be significant even on the 99% probability level, in keeping with the enhanced  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  ratio in acid volcanics as compared to basic and intermediary rock types. A similar explanation can be given for the positive covariance found with total alkalis and with potassium. Sodium is partly bound in plagioclase: thus — in spite of the increase of  $\text{Na}_2\text{O}$  content with increasing acidity — the covariance is less expressed than in the case of potassium, owing to the link between (basic) plagioclase and mafic minerals, whose chemical constituents show a marked negative covariance. The highly significant negative covariances with FeO, MgO and CaO, as well as with titanium and phosphorus can be easily correlated with the decrease of the named components with increasing acidity.

The positive correlation of the Sr isotope ratio with aluminium in both the intermediary and the acid groups can be attributed either to the correlation of radiogenic Sr with varying amounts of feldspars, or — more likely — to sedimentary contamination. A detailed inspection of our results indicates that the second possibility might be the real cause of varying radiogeneity, at least in the samples of intermediary composition. In this group, a positive correlation with  $\text{Al}_2\text{O}_3$  has resulted, with a coefficient of +0.437. The presence of *corundum* in the norms of about half of the samples in this group indicates sedimentary contamination: the amount of radiogenic Sr increases with the amount of normative corundum, with a correlation coefficient of +0.423. At the same time, the amount of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  bound in normative feldspars and feldspathoids shows no covariance with strontium isotope composition. The positive covariance with excess silica leads to the same conclusion. In the case of the acid group, where the excess silica forming normative quartz is for the most part of magmatic-hydrothermal origin, an insignificant but negative correlation could be established, in contrast to the group of basic-intermediary rocks, where excess silica might be due to contamination, reflected by a positive correlation coefficient.

The negative correlation with FeO, MgO and CaO points to an inverse relationship between mafic minerals and radiogenic strontium. In the basic-intermediary group the negative covariance with MgO and CaO is more expressive than the one with FeO as diopsidic pyroxenes are most abundant among the mafic constituents. In the acid group with hypersthene in the mode, negative covariance with FeO and MgO becomes dominant, reflected also by the correlation coefficients formed with the corresponding normative minerals. Negative covariances with  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  and the corresponding norms, as well as with magnetite found in the intermediary group show that minerals

representing the early phase of crystallization contain less radiogenic strontium than the felsic components.

The lack of significant correlation with alkalis possibly reflects the fact that near-surface potassium metasomatism widespread in the mountain [25] did not induce considerable changes in the isotope composition of strontium. This could be established also on samples No. 75, 76 and 77 which form a continuous metasomatic series (with pyroxene andesite as the common starting material) from a slightly chloritized pyroxene andesite (No. 75) through a propylite (No. 76) to a highly metasomatized andesitogenic "pseudotrachyte" (No. 77, normative orthoclase about 50%) with no change in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio exceeding the measurement errors (the Sr isotopic ratios being  $0.704 \pm 0.002$ ,  $0.704 \pm 0.002$  and  $0.707 \pm 0.001$  respectively). The possibility of a slight increase of radiogenicity with the progress of potassium metasomatism cannot, however, be excluded.

Secondary processes do not coincide with an enrichment of radiogenic  $^{87}\text{Sr}$ ; this is further supported by the observed invariance of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio with carbon dioxide,  $\text{H}_2\text{O}^-$  and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , as well as with the iron oxidation ratio  $O_{\text{Fe}}$  (the positive covariance with the iron oxidation ratio observed when all samples are taken together is due to the marked difference in the grade of oxidation between the basic-intermediary and the acid groups).

Significant positive correlation has been established with the mafic and felsic indices

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100 \quad \text{and} \quad \frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}} \cdot 100$$

According to the original interpretation given by SIMPSON [22], these indices — similar in character and usefulness to the iron and albite ratios introduced by WAGER [26] — may serve as an indicator of subsequent stages of fractional crystallization of a homogeneous magma. In this interpretation, the increase in the ratios in question, indicating a progress in fractional crystallization, may be taken to indicate a *time sequence*. It was already shown [16] that the general lack of such a correlation, in the Tokaj Mts volcanics, restricts the validity of the original interpretation in our case to the *general progress in magma evolution*, not necessarily reflecting different stages of a fractional crystallization process.

The correlation with the above named evolutionary indices is most conspicuous in the case of the basic and intermediary rocks. If we are to interpret the variation of the mafic and felsic indices purely as a result of progressing fractional crystallization, this would mean that the enrichment of radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  has happened in the course of one and the same fractionation process. Since crystallization processes cannot — according to our knowl-

edge — produce significant fractionation in the isotopes of strontium (if such a process occurred, the normalization of the measured isotopic ratios to a common  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  basis would have cancelled this effect), the parallelism with crystal fractionation can be due only to the enrichment of Rb relative to strontium in the residual liquid. The Rb/Sr ratios found in intermediary rocks lead to the conclusion that in this case a time span of at least 100–150 million years would be necessary to produce the observed distribution of the radiogenic  $^{87}\text{Sr}$  isotope, involving similar time span for the fractionation process itself. The perseverance of a differentiating (and consequently cooling) magma in the liquid state for such a long time would again involve large sizes both in the horizontal and vertical [27] sense.

An alternative to this hypothesis is the assumption of deep-seated differentiated intrusions of an assumed Cretaceous age, which could serve as a basis for intracrustal magma generation. Such intrusions are well known in the southern part of the Carpathian basin, but the lack of any indication of the presence of synchronous intrusive masses in the basement of the area under investigation renders these conclusions speculative.

The negative covariance with the elemental concentration of strontium itself is compatible with both principal hypotheses discussed above. Assuming crystallization differentiation as a principal cause of variances in radiogenic strontium, the negative covariance can be due to the tendency of Sr to concentrate in the early crystallization phase, producing a low Rb/Sr ratio there. In an assumed contamination process the negative covariance would only imply that strontium in the pre-existing material supplying Sr enriched in the radiogenic isotope would be present in lower concentrations than in the intruding magma being contaminated by transvaporization [28, 29] or assimilation.

It should be noted, however, that the observed negative correlation with strontium might — at least in the acid group — be partly due to an effect induced by the correlation of Sr with Ca as noted in a previous paper [10.] In the acid group, a strong positive correlation between Sr and Ca was established, with a correlation coefficient of +0.863. In the group of basic and intermediary rocks, however, an opposite tendency seems to prevail, as the concentration of Sr decreases with increasing CaO content; the corresponding correlation coefficient —0.696 is significant on the 98% confidence level [10]. This means that in the basic-intermediary group, the negative correlation between radiogenic Sr and Sr concentration must be even more pronounced than it is reflected by the value of the corresponding correlation coefficient.

The previous discussion has already pointed out some differences in the behaviour of intermediary and acid rocks as regards the correlations between the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio and component concentration values. The most striking, however, is the controversial behaviour of  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  when the two

groups are compared. In the basic-intermediary group, all three components reveal more or less significant negative covariance with the relative amount of radiogenic strontium, in accordance with the conclusion drawn from correlations with other constituents. In the acid group an opposite tendency appears: a strong covariance with  $MnO$  and  $TiO_2$ , and a less expressive but still positive one with  $P_2O_5$ . Although unsupported by other evidences, this behaviour strongly contradicts the theories of continuous accumulation of radiogenic strontium in a differentiated (or continuously differentiating) system, and supports the theory of sediment assimilation, presupposing only that the contaminating sediment should contain the named elements in higher proportions than the magma involved. Argillaceous sediments for instance may satisfy this condition, just like arkoses whose presence in the basement — in an unknown extent — was established as early as 1869 in the northeastern foreground of the volcanic area. The possibility of sandstone assimilation is demonstrated by sandstone and quartz inclusions in the dacite of the Kopasz Hill near Tokaj in the southernmost part of the mountains [23, p. 84].

A similar contradiction is observed in the behaviour of aluminium oxide. Excess alumina yielding normative corundum correlates in a positive sense with the  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratio in the intermediary group; indeed, the total correlation with  $Al_2O_3$  is due to the correlation with excess alumina. In the acid group, however, the reverse seems to be the case, as no correlation with normative corundum has been found, whereas aluminium oxide bound in the feldspars and feldspathoids of the norm reveals a positive correlation with radiogenic strontium. This behaviour is again in keeping with the assimilation hypothesis, assuming that aluminium in intermediary rocks is derived for the most part from the intruding magma, and that contamination introduces but a minor amount appearing as excess  $Al_2O_3$ . In the case of the acid group, where the protruding magma might be of a volatile-rich, hydrothermal type poor in aluminium, the overwhelming part of total aluminium can originate from digested sediments containing clay minerals. The different behaviour of the two groups can thus be due (partly) to the difference in weight and type of components of early (deep), resp. late (shallow) origin.

As a final conclusion we may also state that the results reported in the paper support in general the theory of crustal contamination as a source of excess radiogenic  $^{87}Sr$  found in intermediary and acid volcanics, when compared with the radiogenicity of strontium found in relatively uncontaminated rocks of a possible subcrustal origin. The diversity of petrochemical evolution, as regards the geochemical behaviour of strontium, between rocks of intermediary and acid composition [10] was further confirmed by our work, which showed that although crustal contamination plays an equally significant role in the evolution of intermediate and acid magmas, too, their development

into two — more or less separate — sequences cannot be explained solely by quantitative differences in the amount of contaminating material. The fundamental causes of this separation might be looked for either in processes preceding contamination (reflected by variations in the relative content of radiogenic strontium) or, more likely, within the process involving contamination itself. In this respect our results support some recent theories on the remote origin and variable crustal development of magmas in the Tertiary volcanism of Hungary.

### Acknowledgements

The authors are indebted to Prof. dr. A. SZALAY, Director of the Institute of Nuclear Research, for making available the necessary facilities for the measurements reported here, and for his continuous interest in this work.

Thanks are due to the Staff of the Hungarian Geological Institute, Budapest, for supplying the chemical analyses; to dr. I. BARTHA for analyses of two additional samples; to dr. Z. SÁMSONI for his help in preparing the samples for mass spectrometry; and to Mr. P. BALÁZSY for skilled technical assistance.

### REFERENCES

1. FAURE, G.—HURLEY, P. M.: The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: application to the origin of igneous rocks. *J. Petrology*, **4**, 31, 1963.
2. HEDGE, C. E.—WALTHALL, F. G.: Radiogenic strontium-87 as an index of geological processes. *Science*, **140**, 1214, 1963.
3. HORSTMAN, E. L.: The distribution of lithium, rubidium, and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **12**, 1, 1957.
4. TÜREKIAN, K. K.—KULP, J. L.: The geochemistry of strontium. *Geochim. Cosmochim. Acta* **10**, 245, 1956.
5. HEDGE, C. E.: Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* **71**, 6119, 1966.
6. SUMMERHAYES, C. P.: A geochronological and strontium isotopic study on the Garabal Hill—Glen Fyne igneous complex, Scotland. *Geol. Mag.* **103**, 153, 1966.
7. POWELL, J. L.—FAURE, G.—HURLEY, P. M.: Strontium-87 abundances in a suite of Hawaiian volcanic rocks of varying silica content. *J. Geophys. Res.* **70**, 1509, 1965.
8. POWELL, J. L.—DELONG, S. E.: Isotopic composition of strontium in volcanic rocks of Oahu. *Science* **153**, 1239, 1966.
9. HURLEY, P. M.—FAIRBAIRN, H. W.—PINSON, W. H. JR.: Rb/Sr evidence on the origin of potash-rich lavas of Western Italy. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **1**, 301, 1966.
10. KOVÁCH, A.—BALOGH, K.: On the geochemistry of strontium in Tertiary igneous rocks of the Tokaj Mountains. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.* (in press).
11. BALKAY, B.: The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary. *Ann. Univ. Sci. R. Eötvös Nom. Sect. Geol.* **3**, 7, 1949.
12. STEGENA, L.: The structure of the Earth's crust in Hungary. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **3**, 403, 1964.
13. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Großtektonische Betrachtungen über Magmatektonik und Magmachemismus des innerkarpatischen Vulkanismus. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **3**, 443, 1964.

14. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbecken-System. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **10**, 371, 1966.
15. PANTÓ, G.: Development of magmas and igneous rocks in the Tertiary volcanism of Hungary. *Geol. Rundschau* **57**, 141, 1967.
16. PANTÓ, G.: Geological investigations in the Tokaj Mts 1962. *Ann. Report Hung. Geol. Inst. for 1962*, 349.
17. PANTÓ, G.: Cenozoic volcanism in Hungary. Guide to excursion C40, *Int. Geol. Congr. XXIIIrd Sess. Prague*, 1968.
18. SÁMSONI, Z.: Eruptív kőzetek és csillámok Rb valamint Sr tartalmának kinyerése és elkülönítése (On obtaining and isolating the Rb and Sr content of eruptive rocks and micas). *ATOMKI Közlemények* **9**, 105, 1967.
19. NIER, A. O.: Isotopic constitution of Sr, Ba, Bi, Ti and Hg. *Phys. Rev.* **54**, 275, 1938.
20. BALOGH, K.—KOVÁCH, A.: Izotóparányok pontos meghatározása tömegspektrométerrel időben változó ionintenzitás esetén (Precise determination of isotopic ratios by mass spectrometry in case of beam intensities varying with time). *ATOMKI Közlemények* **10**, 45 1968.
21. CHAYES, F.: On graphical appraisal of the strength of associations in petrographic variation diagrams (Manuscript).
22. SIMPSON, E. S. W.: On the graphic representation of differentiation trends in igneous rocks. *Geol. Mag.* **91**, 238, 1954.
23. BÓCZÁN, B. et al.: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M—34—XXXIV, Sátoraljaújhely (Explanatory note to the 1 : 200 000 scale geological map of Hungary, Sheet M—34—XXXIV, Sátoraljaújhely). *Hung. Geol. Inst. Budapest* 1966.
24. BALOGH, K.: Ph. D. Thesis (under compilation).
25. SZÉKY-FUX, V.: Propylitization and potassium metasomatism. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **8**, 97, 1964.
26. WAGER, R. L.: A chemical definition of fractionation stages as a basis for comparison of Hawaiian, Hebridean and other basic lavas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **9**, 217, 1956.
27. KADIK, A. A.: Evaluation of the possible role of gravitation in the differentiation of homogeneous magmas. *Proc. Conf. "Khimiya Zemnoi Kory"*, Vol. I, p. 20. *Publ. House of the Acad. Sci. USSR, Moscow*, 1963 (in Russian).
28. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Development of ideas about the interrelation of volatiles, magma and the crust of the Earth. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* **10**, 249, 1966.

#### СООТНОШЕНИЕ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ В ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ ТОКАЙСКИХ ГОР В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ВЕНГРИИ

А. КОВАЧ, К. БАЛОГ и Г. ПАНТО

#### Резюме

Авторами определено соотношение изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  вулканитов различной кислотности, варьирующей от базальтов до риолитов. Распределение значений соотношения рассматриваемых изотопов является аналогичным распределению, установленному другими авторами в фельсических вулканитах, причем базальты характеризуются наименьшим значением изотопного соотношения. Риолито-риодацитовые породы значительно обогащены радиогенным стронцием по сравнению с породами среднего состава, со значительным перекрытием соответствующих значений соотношения изотопов  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Влияние петрохимии на изотопное строение стронция было сформулировано в виде коэффициентов корреляции. Оценка значительных соизменений (ко-вариаций) привела к выводу, что контаминация земной коры могла быть единственной причиной изменчивости соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , что подтверждает современные теории о происхождении и развитии магмы в процессе третичного вулканизма Венгрии.



## VERGLEICHENDE GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN GRANITEN AUS UNGARN

Von

M. FÖLDVÁRI-VOGL und K. BÖJTÖS-VARRÓK

UNGARISCHE GEOLOGISCHE ANSTALT, BUDAPEST

Die Verfasser haben nach statistischen geochemischen Methoden die unterschiedlichen (migmatitischen und magmatischen) Genesen der Gesteine zweier ungarischer Granitvorkommen geklärt. Die angewandten statistischen Methoden können auch zur Klärung der Genetik granitischer Gesteine aus anderen Gebieten beitragen.

In Ungarn sind zwei Über-Tage-Granitvorkommen — im Velence-Gebirge und in der Gegend von Fazekasboda—Mórágý — bekannt.

Die Fachliteratur über diese beiden Granitvorkommen leitete früher beide Granitgebilde aus einem während der variszischen Orogenese entstandenen syngenetischen Granitpluton ab. SZÁDECZKY-KARDOSS wies 1959 darauf hin, daß die granitischen Gesteine des Vorkommens von Fazekasboda—Mórágý für ältere metasomatische Gebilde migmatitischen Ursprungs gehalten werden können, wogegen es sich bei den granitischen Gesteinen des Velence-Gebirges um solche echten magmatischen Ursprungs handelt. Diese Feststellung wurde auch von JANTSKY und CSALAGOVITS bestätigt und weiterentwickelt.

Im Laufe unserer geochemischen Untersuchungen wurde von beiden Gebieten zahlreiche chemische Analysen durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen ermöglichten es uns, den geochemischen Charakter der beiden auf unterschiedliche Weise entstandenen Granitmassen durch statistische Auswertung zu vergleichen.

Von den beiden Vorkommen standen uns mehrere hundert komplette chemische Analysen sowie Spektralanalysen von ungefähr 2000 Proben zur Verfügung. Aus diesen Analysen wählten wir die Daten der unzersetzten granitischen Gesteine aus, und die in der späteren Phase des Granitmagmatismus entstandenen Gesteinsvarietäten (Granitporphyr, Aplit, usw.) blieben unberücksichtigt. Nach dieser Auswahl standen uns für die Auswertung der Gesteinsanalysen insgesamt 66 Gesteinsproben zur Verfügung, die sich zu gleichen Teilen auf die beiden Vorkommen verteilten.

Bei unseren Untersuchungen gingen wir von der Voraussetzung aus, daß die statistische Auswertung der geochemischen Untersuchungen an den aus unterschiedlicher (migmatitischer und magmatischer) Genese stammenden Gesteinen verschiedene Resultate ergeben muß.

Aus den Ergebnissen der chemischen Analysen an den beiden Granittypen berechneten wir die Durchschnittswerte der Haupt- und Spurenele-

mente. Ferner ermittelten wir den Wertebereich, innerhalb dessen die einzelnen Hauptelemente der beiden Vorkommen schwanken, d. h. auch die Maximal- und Minimalwerte der Hauptelemente.

*Durchschnittswerte und Wertebereich der Hauptelemente*

Oxyde der Hauptelemente	Durchschnittswerte %	Minimal- und Maximalwerte %	Durchschnittswerte %	Minimal- und Maximalwerte %
	der Gesteine des Velence-Gebirges		der Gesteine von Mórággy	
SiO <sub>2</sub>	72,10	68,5 — 75,9	62,08	50,88 — 71,81
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,01 — 0,40	0,75	0,00 — 1,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,37	12,6 — 15,8	15,21	10,20 — 18,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,84	0,02 — 2,75	1,62	0,30 — 4,97
FeO	1,53	0,17 — 2,87	2,76	0,87 — 6,20
MnO	0,06	0,00 — 0,30	0,06	0,00 — 0,12
MgO	0,56	0,00 — 2,00	3,34	0,50 — 12,20
CaO	1,29	0,30 — 2,40	3,38	0,55 — 8,66
Na <sub>2</sub> O	3,28	1,70 — 5,20	2,68	0,14 — 3,45
K <sub>2</sub> O	4,47	2,50 — 6,05	4,58	2,27 — 6,54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,06	0,50 — 1,75	1,68	0,76 — 3,22
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,23	0,02 — 1,10	0,27	0,05 — 1,21
CO <sub>2</sub>	0,13	0,00 — 0,76	1,14	0,00 — 5,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,00 — 0,11	0,47	0,00 — 1,59

Die Durchschnittszusammensetzung des Granits im Gebirge von Velence steht unter den — von NOCKOLDS 1954 publizierten — Welt-Durchschnittswerten denjenigen der Alkaligranite am nächsten. Ein Unterschied besteht nur insofern, als der Durchschnittswert für das K<sub>2</sub>O des Granits aus dem Velence-Gebirge um etwa 1% kleiner ist als der Durchschnittswert von NOCKOLDS, wogegen die Werte für das Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und das Na<sub>2</sub>O etwas höher liegen. Der von NOCKOLDS angegebene Alkaligranit hat folgende prozentuale Durchschnittszusammensetzung:

SiO <sub>2</sub>	72,08%
TiO <sub>2</sub>	0,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86
FeO	1,67
MnO	0,06
MgO	0,52
CaO	1,33
Na <sub>2</sub> O	3,08
K <sub>2</sub> O	5,46
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18

Die Durchschnittszusammensetzung des Gesteinstyps von Fazekasboda—Mórágý kommt unter den NÖCKOLDSSchen Durchschnittswerten denjenigen des »hyperstenführenden Granodiorit« am nächsten. Es muß aber berücksichtigt werden, daß die Analysenergebnisse bei diesem Gesteinstypus so starke Streuungen aufweisen (die  $\text{SiO}_2$ -Werte z. B. solche bis 20%), daß der aus diesen Daten berechnete Durchschnittswert für dieses Gebiet nicht als charakteristisch betrachtet werden kann.

Der erste wichtige Unterschied im Chemismus der beiden Granitvorkommen besteht also in den innerhalb weiter Grenzen variierenden Konzentrationen der Hauptelemente des Fazekasboda—Mórágý Vorkommens.

Für beide Vorkommen ermittelten wir auch die Durchschnittswerte der Spurenelemente. Die Durchschnittswerte der wichtigsten und typischsten Spurenelemente (in ppm) sind die folgenden:

	Ag	B	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Li	Ni	Pb	Sn	Sr	V
Granite des Velence-Gebirges	0,6	16	300	2,7	4	12	10	60	6	20	2,0	80	8
Granite von Fazekasboda-Mórágý	—	6	130	6	204	47	21	59	34	74	2,4	558	16

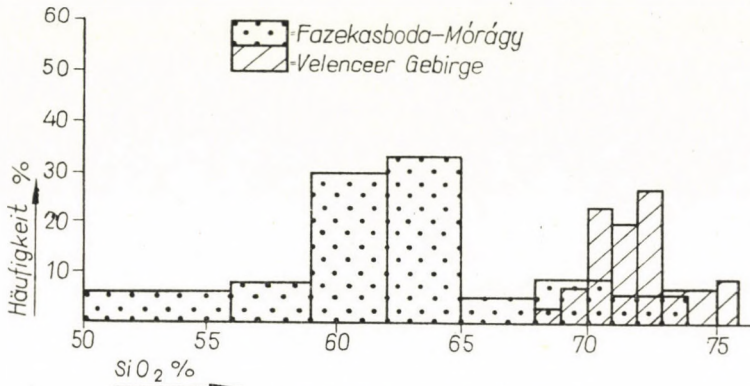
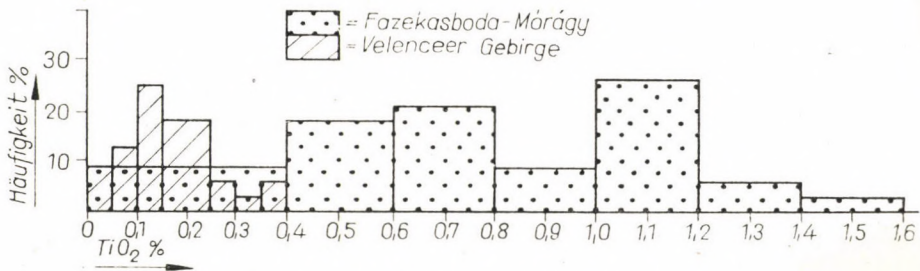
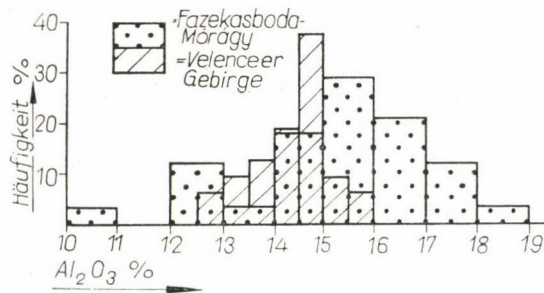
Die charakteristischsten Unterschiede zwischen den Durchschnittswerten der Spurenelemente erscheinen im Gehalt an Cr, Ni, Co, V, Cu; alle fünf Elemente sind in den Gesteinen des Velence-Gebirges in viel kleineren Konzentrationen vertreten als in den Gesteinen des Mórágýer Gebietes. Ein wesentlicher Unterschied zeigt sich weiterhin im Gehalt an Sr, der in den Graniten von Velence geringer ist. Das Ba und das Sn sowie das Ag sind dagegen eher in den Gesteinen von Velence angereichert. Durch die angenommenen zweierlei Genesen können die Unterschiede in den Durchschnittswerten der Spurenelemente eindeutig erklärt werden.

Die Häufigkeitshistogramme und die kumulativen Häufigkeitskurven der Hauptelemente sind für beide granitische Vorkommen in den Abbildungen 1—10 und 11—19 aufgetragen.

Die Häufigkeitshistogramme der Hauptelemente führen bei den beiden Granittypen zu folgenden Feststellungen:

Bei den granitischen Gesteinen des Vorkommens von Fazekasboda—Mórágý zeichnet sich natürlich in jeder Abbildung charakteristisch die Streuung der Hauptelemente innerhalb weiter Grenzen ab. Die Verteilung der Hauptelemente in den Graniten des Velence-Gebirges ist mehr oder minder regelmäßig normal oder lognormal. Die typischste lognormale Verteilung weist das Hystogramm des MgO auf.

Die Verteilungskurven der Gesteine des Fazekasboda—Mórágý-Gebietes sind überdies auch dadurch gekennzeichnet, daß sie weit unregelmäßiger

Abb. 1. Häufigkeitsverteilung des SiO<sub>2</sub>Abb. 2. Häufigkeitsverteilung des TiO<sub>2</sub>Abb. 3. Häufigkeitsverteilung des Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

sind, als die soeben besprochenen, ein Umstand der unbedingt auf eine gestörte Vorgeschichte hinweist.

Auffallend sind noch die beiden Maxima an der Verteilungskurve des K<sub>2</sub>O bei den Gesteinen von Fazekasboda-Mórággy. Es kann angenommen werden, daß diese beiden Maxima der Kalium-Verteilungskurve auf eine nach-

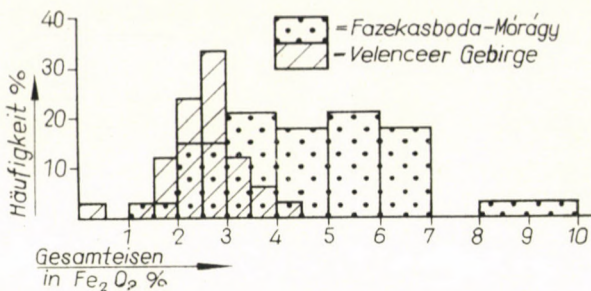


Abb. 4. Häufigkeitsverteilung des Gesamteisens

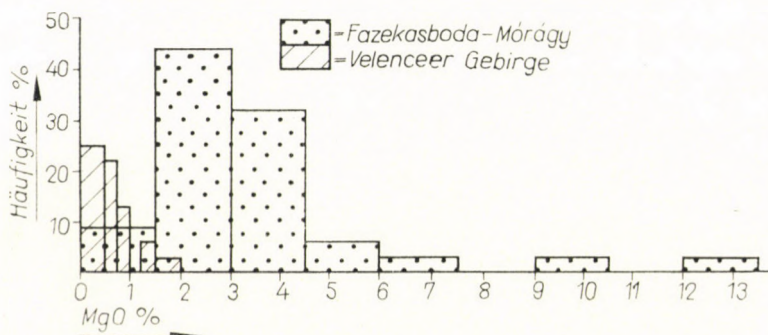


Abb. 5. Häufigkeitsverteilung des MgO

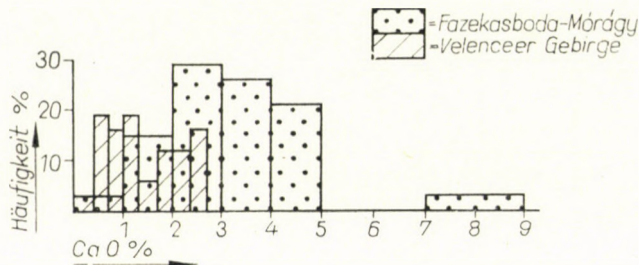
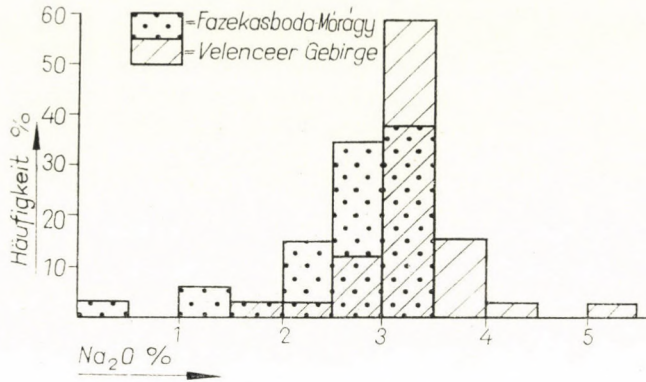
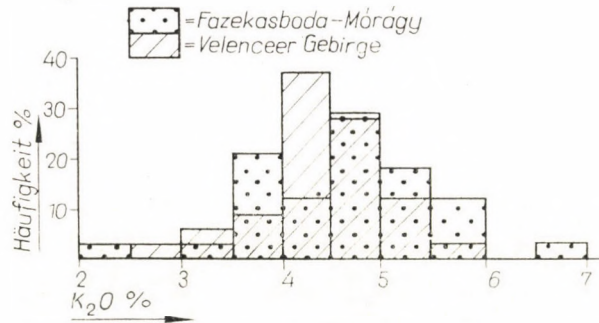
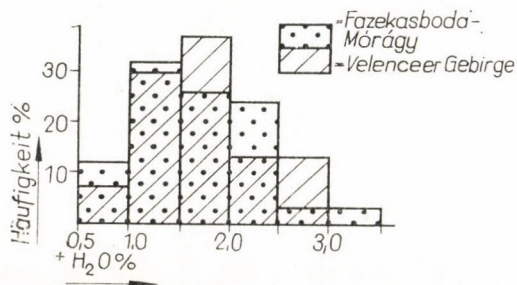


Abb. 6. Häufigkeitsverteilung des CaO

trägliche Kalimetasomatose hindeutet, die von SZÁDECZKY-KARDOSS auch schon in seinem zitierten Vortrag auf Grund anderer Überlegungen angenommen worden war.

Aus den kumulativen Häufigkeitskurven können dieselben Charakteristika und Unterschiede abgelesen werden, wie auch aus den Häufigkeits-histogrammen.

Abb. 7. Häufigkeitsverteilung des Na<sub>2</sub>OAbb. 8. Häufigkeitsverteilung des K<sub>2</sub>OAbb. 9. Häufigkeitsverteilung des +H<sub>2</sub>O

Für beide Gesteinstypen berechneten wir auch den Oxydationsgrad, genauer die Verteilung der Fe<sup>+++</sup>/Fe<sup>++</sup>-Werte in den Gesteinen der beiden Gebiete.

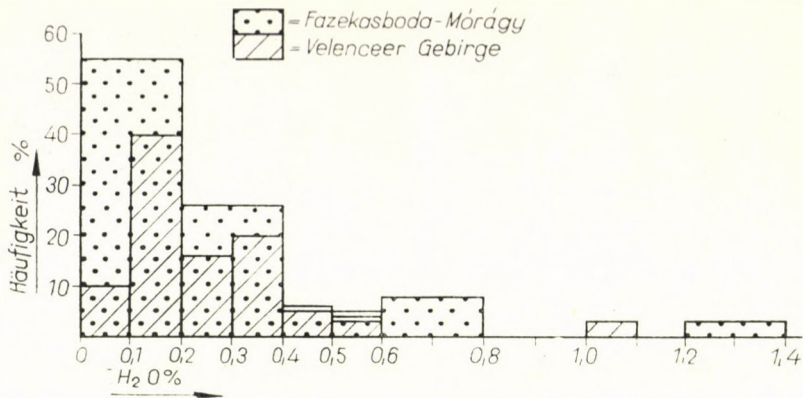


Abb. 10. Häufigkeitsverteilung des H<sub>2</sub>O

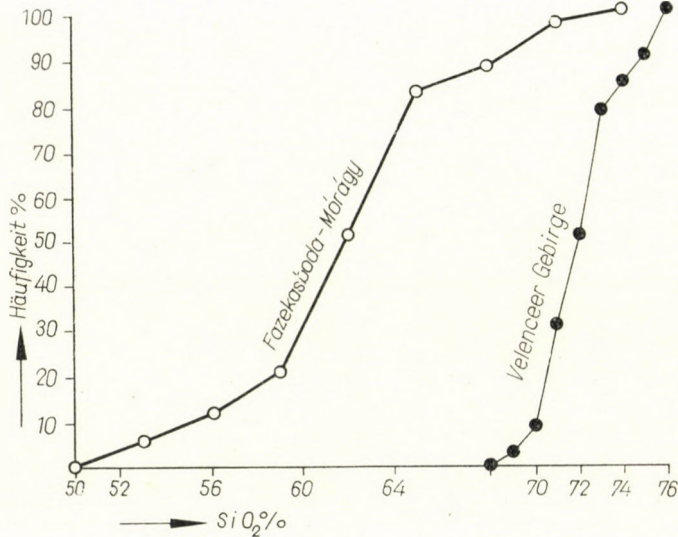
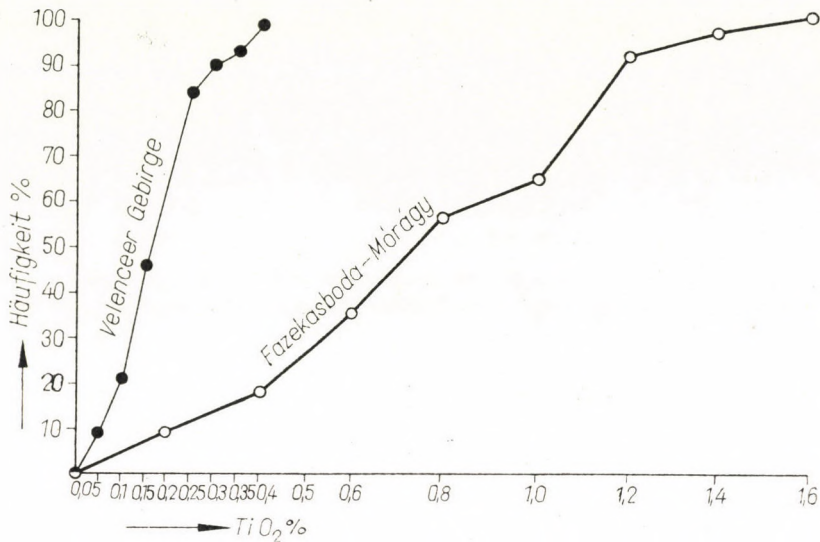
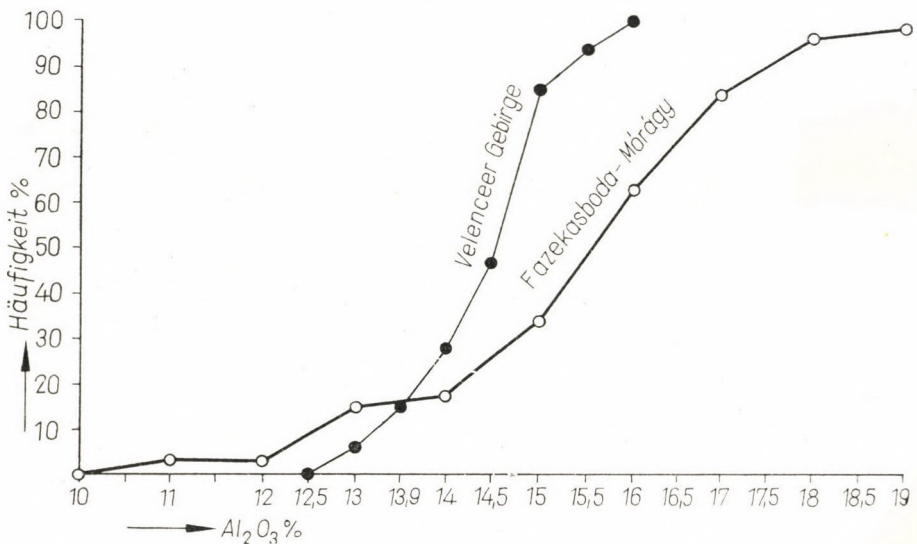


Abb. 11. Kumulative Häufigkeitsverteilung des SiO<sub>2</sub>

Der Durchschnittswert des Quotienten Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO beträgt bei den Gesteinen aus Velence 1,24, bei den Gesteinen von Fazekasboda—Mórággy 1,05. Die Werte zeigen bei beiden Vorkommen eine Streuung innerhalb weiter Grenzen, nämlich zwischen 0,10 und 9,9. Die Häufigkeitsverteilungen der Werte Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO sind in der Abb. 20 für beide Gesteinstypen dargestellt.

Weiterhin kann festgestellt werden, daß bei diesen zwei Gesteinen in der Verteilung des Oxydationsgrades kein wesentlicher Unterschied besteht, ein

Abb. 12. Kumulative Häufigkeitsverteilung des  $\text{TiO}_2$ Abb. 13. Kumulative Häufigkeitsverteilung des  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 

Beweis dafür, daß bei beiden Gesteinstypen nachträgliche Einwirkungen die ähnlichen Oxydationsgrade herbeigeführt haben.

Untersucht wurden ferner die Alkalianteile und ebenso wurden die  $k$ -Werte  $\left(k = \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}\right)$  der Gesteinsproben beider Gebiete nach BURRI-NIGGLI berechnet.

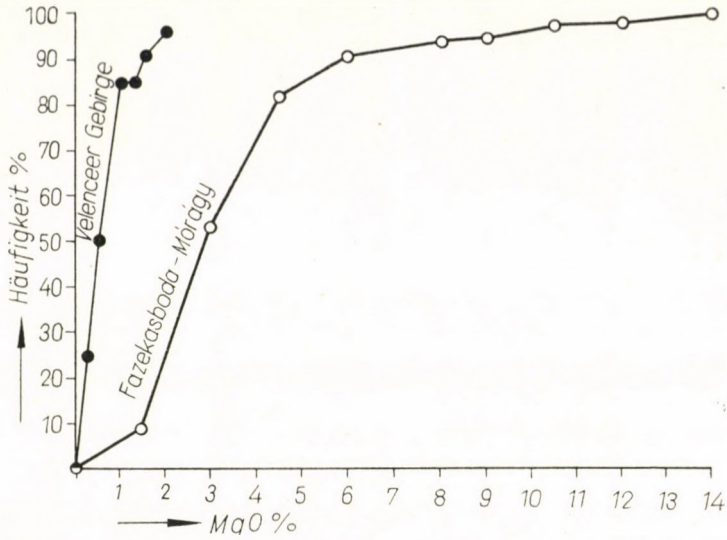


Abb. 14. Kumulative Häufigkeitsverteilung des MgO

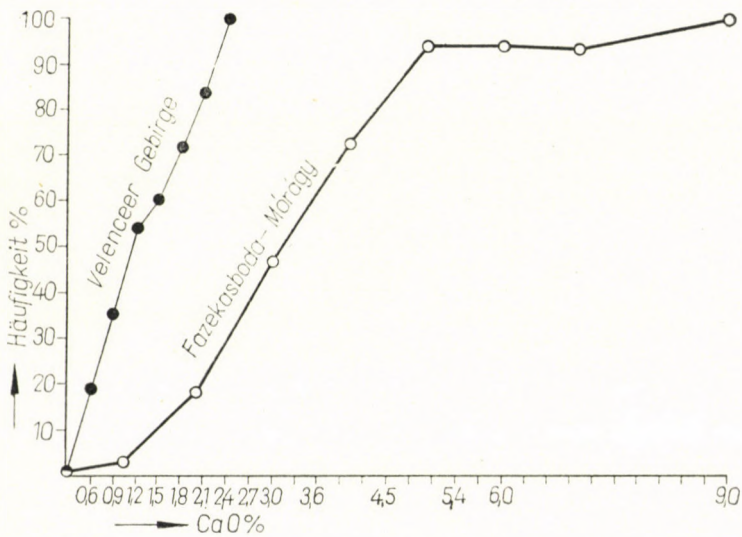
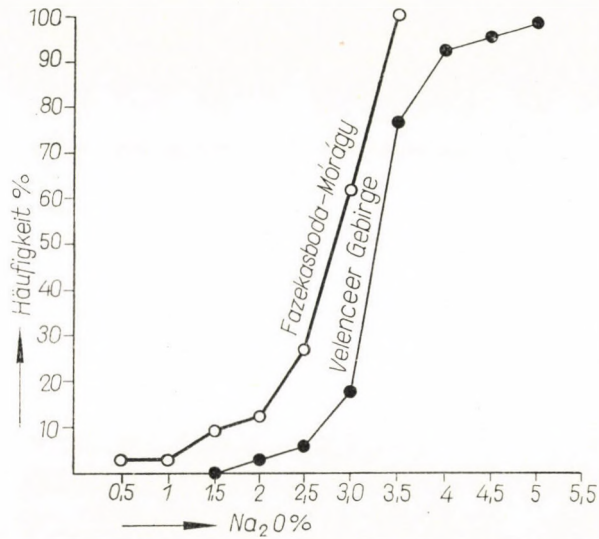
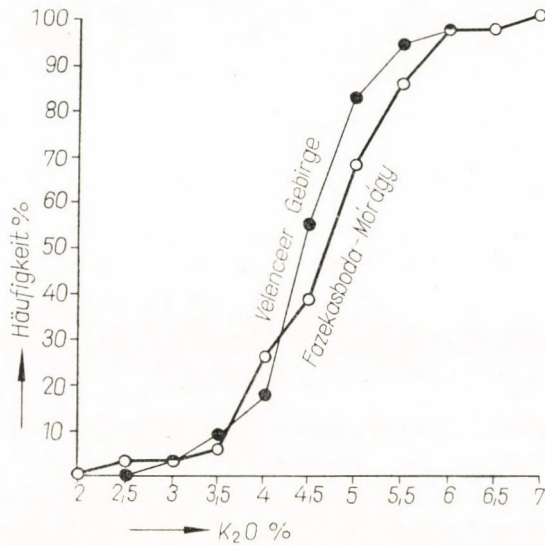


Abb. 15. Kumulative Häufigkeitsverteilung des CaO

Für die Gesteine der beiden Vorkommen wurden folgende durchschnittliche sowie minimale und maximale *k*-Werte ermittelt:

Gesteine des Velence-Gebirges		Gesteine von Fazekasboda—Mórággy	
$k_{\text{Durchschn.}}$	0,48	$k_{\text{Durchschn.}}$	0,53
$k_{\text{min}}$	0,33	$k_{\text{min}}$	0,39
$k_{\text{max}}$	0,63	$k_{\text{max}}$	0,94

Abb. 16. Kumulative Häufigkeitsverteilung des Na<sub>2</sub>OAbb. 17. Kumulative Häufigkeitsverteilung des K<sub>2</sub>O

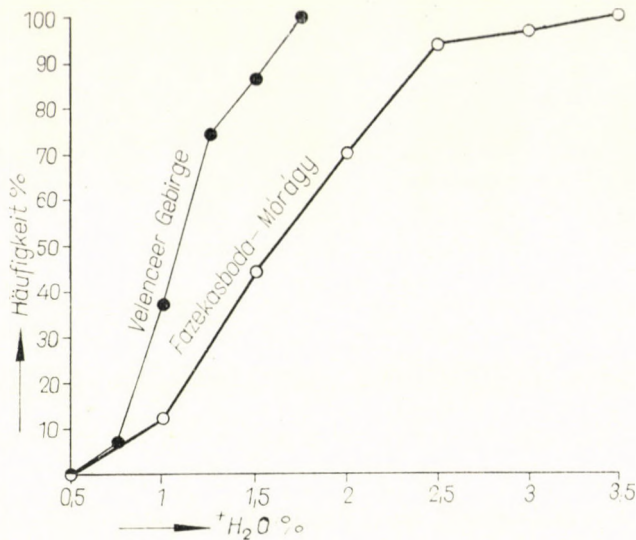


Abb. 18. Kumulative Häufigkeitsverteilung des +H<sub>2</sub>O

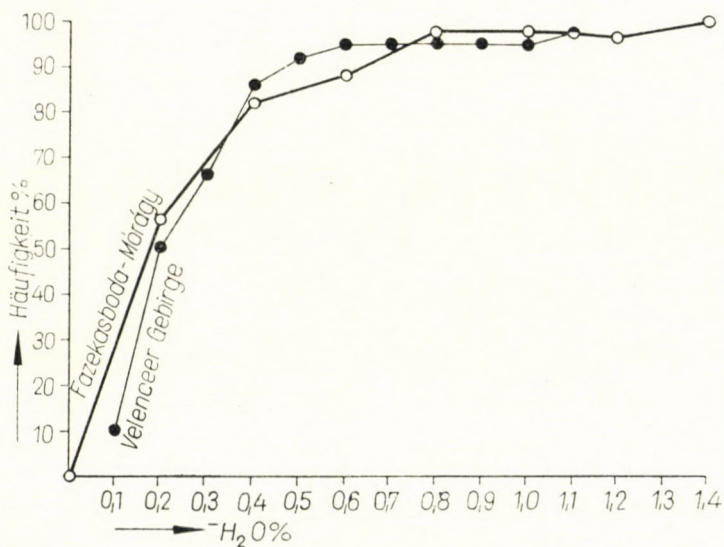
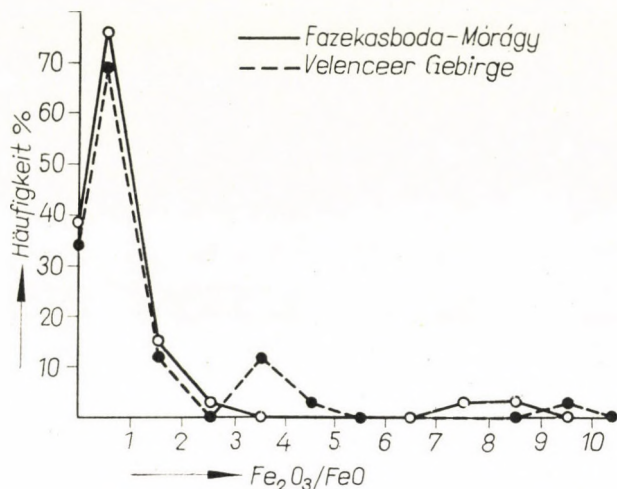
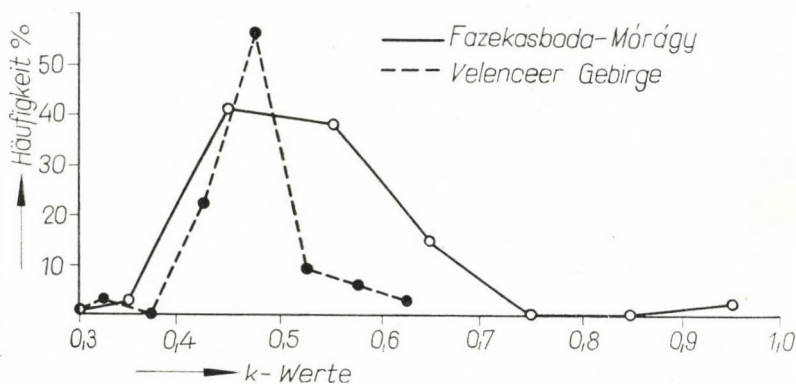


Abb. 19. Kumulative Häufigkeitsverteilung des -H<sub>2</sub>O

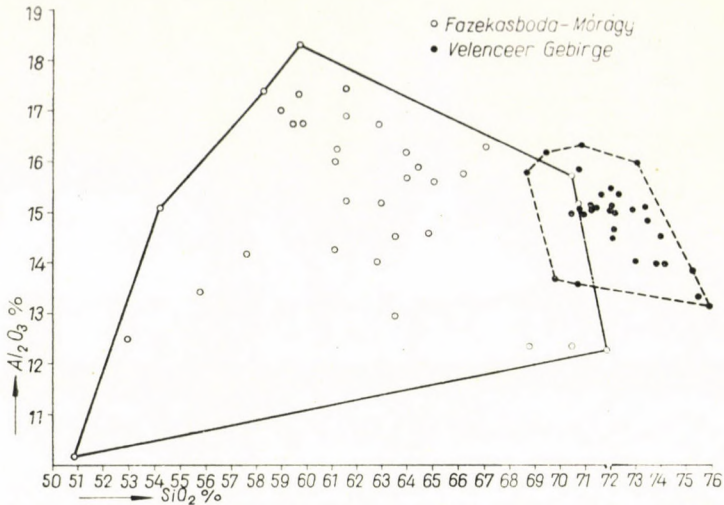
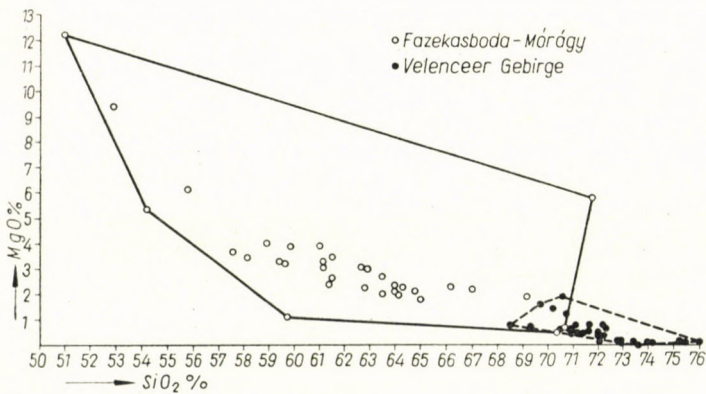
Die Häufigkeitsverteilung der Alkalianteile ist in der Abb. 21 dargestellt.

Der Durchschnitt der *k*-Werte liegt bei den Gesteinen des Fazekasboda-Mórággy-Gebietes etwas höher als bei den Gesteinen von Velence und

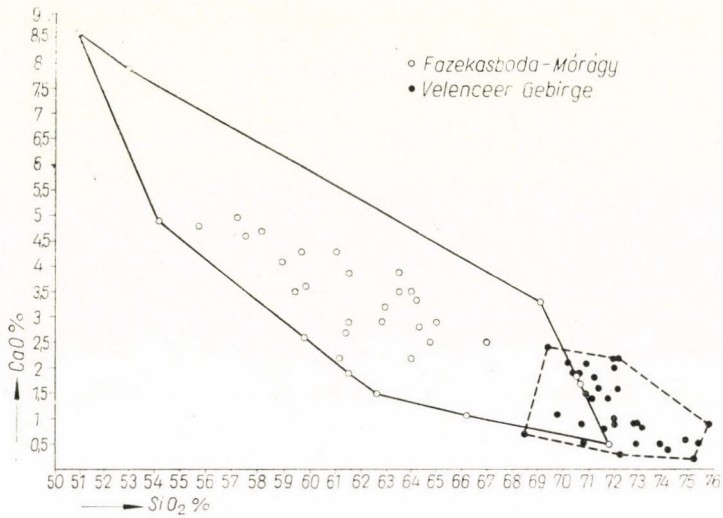
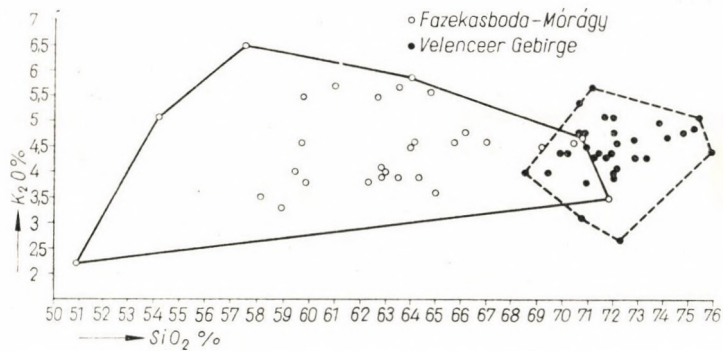
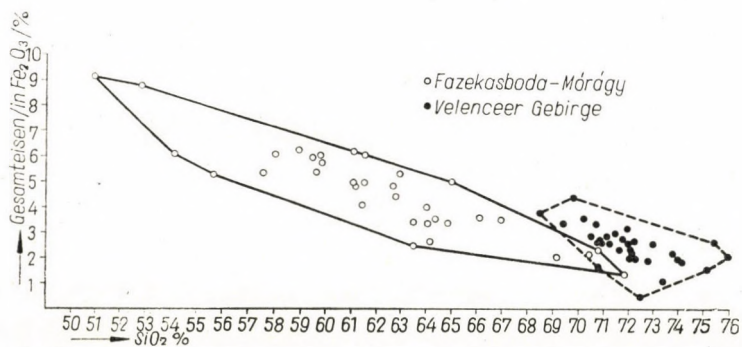
Abb. 20. Häufigkeitsverteilung des  $Fe_2O_3/FeO$ Abb. 21. Häufigkeitsverteilung der  $k$ -Werte, berechnet nach BURRI-NIGGLI

verteilt sich auf einen weiteren Wertebereich. An der Häufigkeitsverteilungskurve der Alkalianteile treten die beiden Maxima, die an der Häufigkeitsverteilungskurve des  $K_2O$  schon zu beobachten waren, wieder auf. Dies beweist auch, daß die Nachwirkung die das zweite Maximum verursacht, nur den Gehalt an K, nicht aber die Konzentration des Natriums beeinflusste.

Die Variationsdiagramme einiger Hauptelemente — in Abhängigkeit vom  $SiO_2$ -Gehalt — sind aus den Abbildungen 22—26 ersichtlich. Die Grenzlinien des Variationsfeldes wurden von uns so festgelegt, daß sie die entferntesten Punkte verbinden, d. h. daß alle Variationspunkte innerhalb der Grenzen des Feldes zu liegen kommen.

Abb. 22. Variationsdiagramm des  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$ Abb. 23. Variationsdiagramm des  $\text{MgO}$ — $\text{SiO}_2$ 

Die Variationsdiagramme der Proben aus dem Velence-Gebirge sind denjenigen ähnlich, die für granitische Gesteine auch von anderen Verfassern gefunden wurden (z. B. von HATTORI und Mitarbeitern 1960). Die Diagramme für die Gesteine von Fazekasboda—Mórágý zeigen wieder Streuungen innerhalb weiter Grenzen. Sie folgen nicht nur aus der großen Mannigfaltigkeit der  $\text{SiO}_2$ -Werte, sondern ergeben sich aus den lockeren, einander sogar öfter widersprechenden Arten der Zusammenhänge. Besonders der Zusammenhang  $\text{Al}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$  scheint außerordentlich locker zu sein (Abb. 22). Dagegen zeigte sich, daß die negative Korrelation des Gesamteisens und des  $\text{SiO}_2$  bei beiden Gesteinstypen genügend eindeutig ist.

Abb. 24. Variationsdiagramm des CaO—SiO<sub>2</sub>Abb. 25. Variationsdiagramm des K<sub>2</sub>O—SiO<sub>2</sub>Abb. 26. Variationsdiagramm des Gesamteisens (in Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) und des SiO<sub>2</sub>

Von Proben aus beiden Vorkommen wurden sodann auch die gesteinsbildenden Hauptminerale abgesondert und auch an diesen spektralanalytische Untersuchungen durchgeführt. Da im allgemein die spektralanalytischen Untersuchungen der Biotite die charakteristischsten Spurenelementwerte liefern, wählten wir für den Vergleich diese.

Die interessanteren Ergebnisse der Spurenanalysen an den aus beiden Granittypen stammenden 9 Biotitkonzentraten veranschaulicht an Hand der Untersuchungen von P. ZENTAI die auf Seiten 116–117 folgende Tabelle (Werte in ppm).

Wie aus dieser Tabelle ersichtlich, weisen die Ergebnisse der Spurenanalysen an den Biotiten je nach Granittypus wesentliche Unterschiede auf. Der Gehalt des Biotits des Velence-Granits an Sn, Zr, Y, Sc, Mo, Ag, Ce und Li ist größer als der des Biotits aus dem Granit von Fazekasboda—Mórágý. Hingegen enthält der Biotit des Granits von Fazekasboda—Mórágý mehr Rb, Co, Ni, Cr, Mn, V und Ba. Diese Unterschiede im Spurenelementgehalt der beiden Biotittypen bilden einen weiteren Beweis für die unterschiedliche Genese der beiden Granitgesteine.

Unsere Untersuchungen haben die unterschiedliche Genese der Gesteine aus den beiden Granitvorkommen einwandfrei nachgewiesen. Die im Laufe der geologischen Kartierung gewonnenen — in vielen Fällen unsicheren — Beobachtungsergebnisse haben durch die statistische Untersuchung des Gesteinschemismus eine eindeutige Verifikation erfahren.

Von den angewandten Arten der statistischen Verfahren haben sich für die Unterscheidung nach der Entstehung die Häufigkeits- und die kumulative Verteilung, die Variationsdiagramme, die Verteilung der Alkaliquotienten, die Unterschiede in den Durchschnittswerten der Spurenelemente und die Unterschiede im Spurenelementgehalt der Biotite als gut geeignet erwiesen. Die Untersuchung des Oxydationsgrades war für diesen Zweck nicht bewährt.

Unsere Diagramme veranschaulichen jene Unterschiede, die in der statistischen Elementverteilung einerseits bei den aus einmaliger Magmaintrusion stammenden echten Graniten des Velence-Gebirges und andererseits bei den Granitgesteinen von Fazekasboda—Mórágý bestehen, die aus einer unter Umständen in mehreren Etappen erfolgten Migmatisierung des unterschiedlichen Sedimentmaterials sowie aus der Kalimetasomatose hervorgegangen sind.

Zusammenfassend scheint das hier angewandte statistische Verfahren auch in anderen Fällen problematischer Granitgenesen ein geeignetes Instrument zu bieten.

Bezeichnung der Probe	Be	Nb	Ce	La	Se	Y	Zr
<b>Biotite aus dem Gestein von Fazekasboda—Mórágý</b>							
1.	2,6	—	920	—	49	—	260
2.	4,4	—	2900	—	53	—	550
3.	35	—	1200	—	22	—	980
4.	9	—	630	—	33	—	91
5.	10,5	—	430	—	63	21,5	122
6.	39	—	740	—	39	—	1 350
<b>Biotite aus dem Granit von Velence</b>							
1.	45	—	1600	—	88	300	8 000
2.	14	—	1080	—	109	390	8 500
3.	15	—	3800	—	77	390	10 000

## LITERATUR

- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról (Über den magmatischen Mechanismus der Karpatischen Zwischenmasse). Nemzetközi Geokémiai Konferencia anyaga (Mitteilungen der Internat. Geochemischen Konferenz). 1—16. Budapest, 1959.
- CSALAGOVITS, I. L.: De la palingenèse calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). Ann. Hist. Nat. Musei. Pars Min. Pal. **56**, 31, 1964.
- JANTSKY, B.: Előadás az MTA Geokémiai Bizottságában (Vortrag vor der Geochemischen Kommission der Ungarischen Akademie der Wissenschaften). Budapest, 1966.
- NÖCKOLDS, S. R.: Chemical composition of igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer. **65**, 1007, 1954.
- MOORE, J. G.: K/Na ratio of Cenozoic igneous rocks of the western United States. Geochim. Cosmochim. Acta **26**, 101, 1962.
- HATTORI, H.—NOZAWA, T.—SAITO, M.: On chemical composition of granitic rocks of Japan. Internat. Geol. Congr. Report of the Twenty-First Session, Norden, 1960. Part XIV. **99**, 40, 1960.

Sr	V	Ag	Li	Ba	Rb	Co	Ni	Cr	Mo
6	250	—	14	400	330	40	40	250	—
—	160	—	38	600	290	25	15	160	—
10	160	—	43	—	103	40	25	100	—
—	250	—	43	1600	110	16	15	40	—
6	100	—	49	60	15	25	40	60	—
—	250	—	60	1000	420	25	40	250	—
10	40	0,6	54	250	35	10	2	10	—
16	60	0,6	190	250	62	16	3	10	10
25	100	0,6	100	250	80	16	2	10	16

## COMPARATIVE GEOCHEMICAL INVESTIGATION OF GRANITES

By

M. FÖLDVÁRI-VOGL and K. BÖJTÖS-VARRÓK

## Abstract

The different (migmatic and magmatic) genesis of the rocks of two granite areas of Hungary has been studied by geochemical methods. The statistical methods used by the authors may contribute to the clarification of the genesis of granitic rocks in other regions, too.

## СРАВНИТЕЛЬНОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГРАНИТОВ

M. ФЕЛЬДВАРИ-ФОГЛЬ и К. БЕЙТЁШ-ВАРРОК

## Резюме

Авторы настоящей работы выяснили различие в генезисе (мигматический и магматический) двух областей развития гранитов в Венгрии. Примененные ими статистические методы позволяют выяснять генезис гранитовых пород и в других районах.



## HYDROGEOCHEMICAL INVESTIGATIONS IN THE TOKAJ MOUNTAINS

By

I. BARTA

INSTITUTE OF MINERALOGY AND GEOLOGY, KOSSUTH LAJOS UNIVERSITY, DEBRECEN

Samples from the surface watercourses of the Tokaj Mountains were subjected for a year to regular, monthly, chemical analyses. The essential dissolved components and other physico-chemical characteristics of the waters were studied.

1. A survey of the amounts of water drained by the streams permitted to draw up a hydrochemical balance for the area, in terms of the inorganic constituents removed in solution. The dissolved matter carried away in a year by the watercourses from some 1300 km<sup>2</sup> of neovolcanic area (and adjacent sedimentary areas) can be estimated at 27,000 metric tons.

2. Relationships were established between the chemical composition of running waters, on the one hand, and of the contacting rhyolitic tuffs, andesites, and rhyolites, on the other.

The K to Na ratio in the waters compares well with the alkali contents of the rocks of the catchment area. In waters flowing off rhyolite tuff, rhyolite, and pseudotrachyte areas, characterized by a higher K content, the K/Na ratio is also higher. The comparatively high K/Na ratio (1.65) of rocks in the Tokaj Mountains, is reflected in the surface waters (0.44), too.

Because of the highly acid mean composition of the eruptive rocks of the region (of their high SiO<sub>2</sub> content), the running waters are also very high in silica. The waters are soft or slightly hard.

The sulfidic ore mineralization of the Telkibánya area is apparent in the high sulfate ion content of the drainage.

3. Seasonal changes in water composition are better reflected by the anions, than by the cations. The concentration of hydrogen-carbonate ions is higher at low water level; the variation of sulfate ions shows an opposite trend, particularly in terms of equivalent percentages.

The equivalent percentages of cations remain fairly constant throughout the year. At floodtimes the K/Na and Ca/Mg ratios are somewhat higher.

Silica concentration is rather steady round the year.

The annual average of water composition is best approximated by the February and October samples.

The Institute of Mineralogy and Geology of the Kossuth Lajos University has participated in a Tokaj Mountains geological research project.

Professor FÖLDVÁRI entrusted the author with the regular monthly chemical examination for a year of the mountains' watercourses. The aim of this activity was the drawing up of a hydrogeochemical balance for the area, based on the mean discharge data of the Research Institute for Water Resources [19].

The Tokaj Mountains form a neovolcanic range of roughly north-south trend 40 to 55 km long and 20 to 30 km wide.

The points of sampling were selected conformably to suggestions by FÖLDVÁRI. They are shown on the map (Fig. 1).

The cation and anion equivalents computed from the analyses show a good agreement.

The water analyses were performed for the most part using standard methods advocated by the Hungarian Bureau of Standards [20]. Divergences from the standard were allowed for the flame-photometric assaying of alkalis and for the gravimetric assaying of silica.

Information from the Central Meteorological Institute reveals the central and northern part of the mountains to be richest in precipitations. Towards the east, west and south borders, precipitations gradually grow scarcer [10].

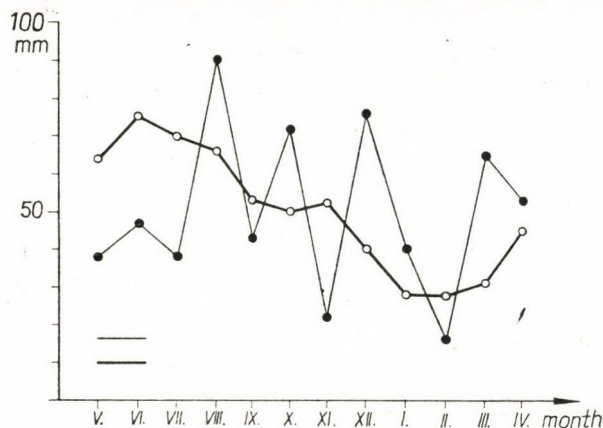


Fig. 2. Monthly distribution of precipitations in the Tokaj Mountains  
 ——— V. 1964. —●— IV. 1965. ——— long-term average (1901—1950)

Fig. 2 shows the monthly distribution of precipitations over the entire area of the Tokaj Mountains, as calculated from the data of 25 pluviometric stations [1], in the year under consideration (May 1964 to April 1965). For comparison, the long-term (1901—1950) averages of the monthly distribution of precipitations were also indicated.

Although there is some deviation from the long-term average in certain months, the mean annual precipitation in the respective period (599 mm) is virtually equal to the long-term average (602 mm) [1]. Hence, it is not far-fetched to rely on the long-term averages in assessing the rate of runoff [19]. The figures for the minor watercourses were obtained in this way. For points with no measured hydrographic data, the mean discharge values were determined from the map showing the long-term averages of each specific runoff [19]. This calculation was based on the difference between the mean annual precipitations in the catchment area, on the one hand, and evaporation loss on the other.

Table 1 lists some hydrological data concerning the catchment areas of the studied watercourses [6], [7], [10], [19].

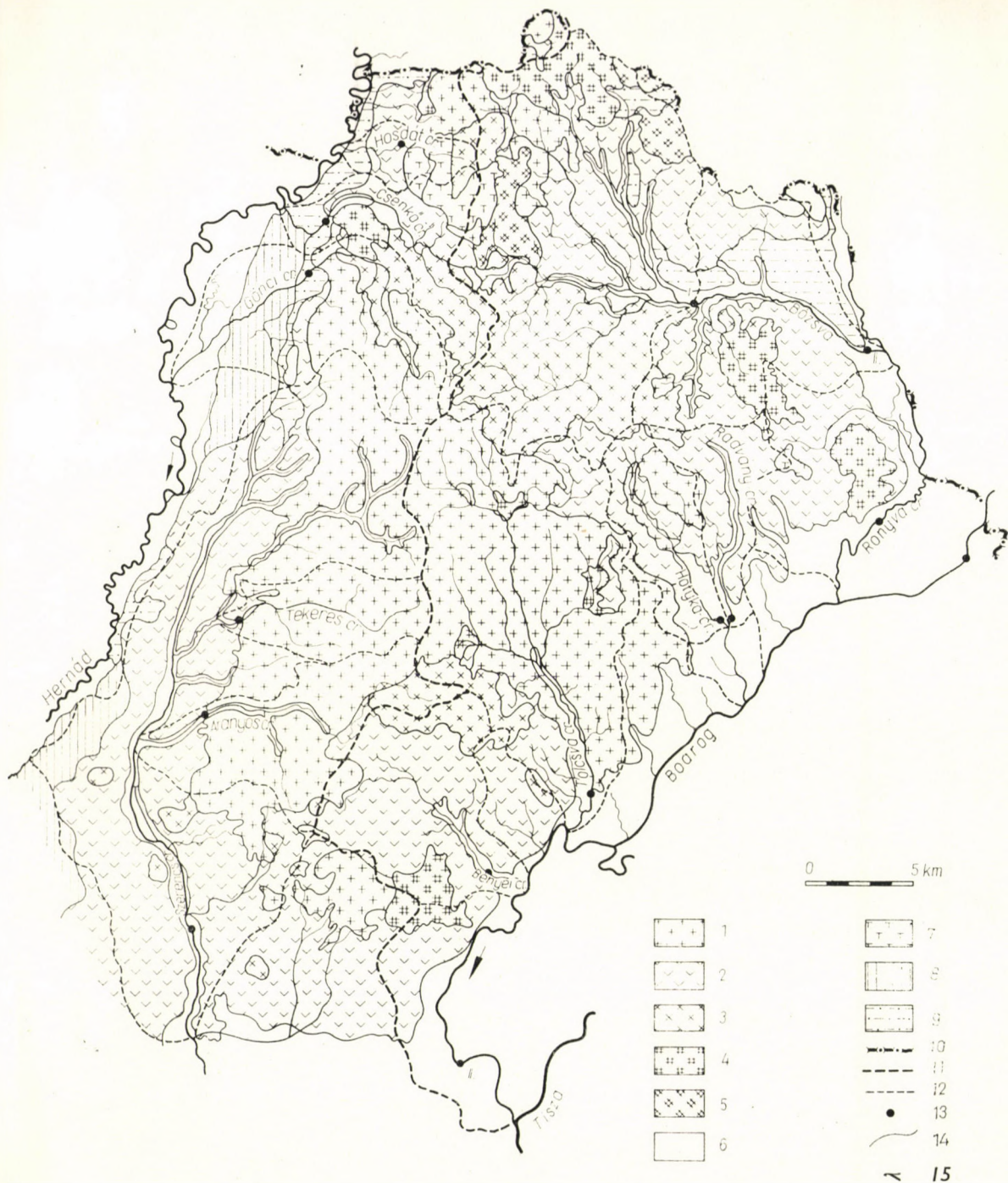


Fig. 1. Geological and hydrographic map of the Tokaj Mountains

1. andesite; 2. rhyolitic tuff; 3. rhyolite; 4. dacite; 5. rhyodacite; 6. alluvium; 7. pseudo-rachyte; 8. loess; 9. clay, sand; 10. frontier; 11. main watershed; 12. secondary watershed; 13. water sampling points; 14. rock boundary, contact; 15. watercourses



Table 1

Some hydrological data of the catchment areas of the examined surface watercourses

Serial number	Names of watercourses	Catchment area, km <sup>2</sup>	Long-term average of mean discharge, m <sup>3</sup> /sec	Long-term average of precipitations in the catchment area (1901—1950)		Long-term average of the rate of runoff for catchment area per year, 1000 m <sup>3</sup>
				mm	1000 m <sup>3</sup>	
1.	Hosdát riv.	14.2	0.035	616	8 747.2	1 261.4
2.	Csenkő riv.	38.4	0.11	631	24 230.4	3 468.9
3.	Gönci riv.	63.4	0.15	619	39 244.6	4 730.4
4.	Tekeres riv.	26.6	0.063	604	16 066.4	1 986.8
5.	Aranyos riv.	54.4	0.13	608	33 075.2	4 099.7
6.	Szerencs riv.	347.2	0.80	587	203 806.4	25 228.8
7.	Bózsza riv. (I)	158	0.54	639	100 962.0	17 029.4
8.	Bózsza riv. (II)	233.6	0.69	627	146 267.2	21 759.8
9.	Ronyva riv.	521.8	2.25	—	—	70 956.0
10.	Hotyka riv.	32.7	0.09	633	21 680.1	2 838.2
11.	Radvány riv.	24.8	0.07	631	15 648.8	2 207.5
12.	Tolesva riv.	137.0	0.28	649	88 913.0	8 830.1
13.	Bényei riv.	59.0	0.12	599	35 341.0	3 784.3
14.	Bodrog riv. (I)	12 386	111	—	—	3500 496.0
15.	Bodrog riv. (II)	13 579	115	—	—	3626 640.0

For drawing up the hydrogeochemical balance of water-soluble substance, the amounts of water drained by the streams during the year (as shown in the last column of Table 1), and the annual mean hydrochemical compositions listed in Table 10 were used. The water-dissolved substances removed in a year by the studied watercourses during a year were presented in Table 2.

In dry periods, some minor streams (rivulets) had run dry at the selected sampling points and dates. In such cases for the calculation of the annual mean content of dissolved substances in the respective rivulets, the figure of the respective month was taken to be zero, for no material was transported on the surface at that time. Although the upper reaches of these rivulets had not dried up, the sampling points were not changed, in order to assure the uniformity of conditions.

It is of course impossible to give quite accurately the amounts of water-transported substances. Both quality and quantity of water had shown rather wide a range of variation over the time interval studied. The variation in the quality of surface waters is in many cases due to human interference. It is hoped that averaging the regular monthly results obtained during a year has yielded a rather comprehensive image of the situation.

Table 2

*Tonnages of dissolved substances transported by the examined watercourses during a year*

		Hosdát riv.	Csenkő riv.	Gönci riv.	Tekeres riv.	Aranyos riv.
Cat-ions	Na <sup>+</sup> t/year	6.93	38.61	37.75	15.44	36.49
	K <sup>+</sup> „	3.49	25.01	16.41	9.38	12.18
	Ca <sup>++</sup> „	38.46	181.50	113.81	50.30	119.75
	Mg <sup>++</sup> „	13.12	63.62	34.39	16.69	39.48
	Fe <sup>++</sup> „	0.12	1.98	0.66	0.18	0.41
	Mn <sup>++</sup> „	0.01	0.69	0.19	0.00	0.00
	Total „	62.13	311.41	203.21	91.99	208.31
An-ions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> t/year	91.56	452.87	359.46	178.31	460.80
	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> „	84.07	400.98	197.92	68.01	135.58
	Cl <sup>-</sup> „	2.58	17.17	12.68	12.97	16.07
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup> „	0.01	1.70	0.52	0.32	0.12
	Total „	178.22	872.72	570.58	259.61	612.57
Cations + anions t/year	240.35	1184.13	773.79	351.60	820.88	
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> „	32.85	252.44	240.87	74.92	198.55	
Total dissolved substance „	273.20	1436.57	1014.66	426.52	1 019.43	

		Szerencs riv.	Bózsza riv. (I)	Bózsza riv. (II)	Ronyva riv.	Hotyka riv.
Cat-ions	Na <sup>+</sup> t/year	669.82	220.87	272.00	1 920.78	18.25
	K <sup>+</sup> „	219.49	104.90	138.61	704.59	7.66
	Ca <sup>++</sup> „	1 382.29	558.57	701.32	3 045.43	48.42
	Mg <sup>++</sup> „	525.52	144.24	178.65	810.32	12.43
	Fe <sup>++</sup> „	9.08	7.66	11.97	46.83	1.42
	Mn <sup>++</sup> „	2.52	3.41	4.79	20.58	0.57
	Total „	2 808.72	1039.65	1307.34	6 548.53	88.75
An-ions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> t/year	6 655.36	2207.53	2749.79	12 411.62	173.13
	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> „	1 122.43	580.70	691.09	2 868.04	55.20
	Cl <sup>-</sup> „	355.22	95.19	133.39	1 942.06	14.25
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup> „	8.33	4.26	5.87	168.17	0.40
	Total „	8 141.34	2887.68	3580.14	17 389.89	242.98
Cations + anions t/year	10 950.06	3927.33	4887.48	23 938.42	331.73	
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> „	1 564.43	1101.97	1357.38	3 542.83	73.79	
Total dissolved substance „	12 514.49	5029.30	6244.86	27 481.25	405.52	

In drawing up the hydrochemical balance of the Tokaj Mountains we can take into account the following rivulets: Hosdát, Csenkő, Gönci, Szerencs, Bózsza (II), Hotyka, Radvány, Tolcsva, Bényei riv.

As regards the minor marginal areas which were necessarily neglected by the sampler, their contribution to surface runoff presumably is both insignificant and occasional.

Table 2 continued

		Radványi riv.	Tolesva riv.	Bényei riv.	Bodrog (I)	Bodrog (II)
Cat-ions	Na <sup>+</sup> t/year	7.15	111.26	66.04	35 179.98	33 727.75
	K <sup>+</sup> ..	1.85	50.51	36.06	11 166.58	11 387.65
	Ca <sup>++</sup> ..	17.04	432.94	149.67	139 249.73	140 278.43
	Mg <sup>++</sup> ..	4.88	119.65	33.72	29 964.25	30 028.58
	Fe <sup>++</sup> ..	0.26	4.50	1.97	2 100.30	2 611.18
	Mn <sup>++</sup> ..	0.04	3.97	0.42	455.06	544.00
	Total ..	31.22	722.83	287.88	218 115.90	218 577.59
An-ions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> t/year	46.00	1715.15	582.90	517 653.35	510 195.71
	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> ..	37.51	304.46	131.05	81 071.49	87 365.76
	Cl <sup>-</sup> ..	1.96	86.27	48.40	29 754.22	28 469.12
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup> ..	0.07	3.53	2.54	105.01	108.80
	Total ..	85.54	2109.41	764.89	628 584.07	626 139.39
Cations + anions	t/year	116.76	2832.24	1052.77	846 699.97	844 716.98
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	..	28.52	415.19	269.78	55 727.90	51 607.09
Total dissolved substance	..	145.28	3247.43	1322.55	902 427.87	896 324.07

The tonnages of dissolved substances removed from the area of the Tokaj Mountains in a year are listed in Table 3.

The fact that much of the transported hydrogen carbonate had formed from the carbon dioxide of the air has been disregarded.

The authors of the volume "Sketches and Essays to the Hydrogeological Atlas of Hungary" had given chemical analyses of hundreds of springs and wells, indicating the respective aquifers [14]. In general there is a very close relationship in chemical composition between the water-bearing strata and the waters. Because of their poor solubility, igneous rocks, crystalline schists, quartz gravels and sandstones yield poorly mineralized soft-waters. The waters issuing from areas made up of limestones, dolomites, marls, and loesses are harder (richer in salts) [11]. The best tracer of ore-bearing areas is the high SO<sub>4</sub><sup>-</sup> content of the drainage. The waters of areas composed of granites or other potassium-rich rocks are comparatively high in potassium, etc.

The geology and hydrography of the Tokaj Mountains are outlined on the annexed map (Fig. 1) based on a recently issued geological map of 1 : 200 000 scale [8]. The explanatory note to the map [9] contains a comprehensive bibliography of relevant literature. Predominant rocks are: rhyolite tuffs > andesites > rhyolites. The average chemical compositions of the common rock types (volcanics) are shown in Table 4. For the calculation of averages, the chemical analyses of 139 rocks were used ([5], [9]).

**Table 3**  
*Tonnages of dissolved substances removed  
 from the Tokaj Mountains  
 by surface watercourses during a year*

		t/year
Cations	Na <sup>+</sup>	1 227.8
	K <sup>+</sup>	499.1
	Ca <sup>++</sup>	3 065.4
	Mg <sup>++</sup>	986.0
	Fe <sup>++</sup>	32.0
	Mn <sup>++</sup>	13.2
	Total	5 823.5
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	12 826.2
	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	3 024.7
	Cl <sup>-</sup>	671.9
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>	23.0
	Total	16 545.8
Cations + anions		22 369.3
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>		4 235.2
Total dissolved substance		26 604.5

From Table 4 and from the percentage distribution of the individual rock types on the surface (Table 5), the average petrochemical compositions of the particular catchment areas were calculated (Table 6).

The Quaternary sediments occurring in the catchment areas, primarily on the borders of the mountains, were assumed to be equal in petrochemical composition to the average of the area. Areal increments due to relief have been ignored.

The average chemical compositions of river waters were presented in Table 7; the conventional p.p.m. values, equivalent percentages, and other hydrochemical characteristics were assembled in Table 10.

A characteristic feature of the volcanics of the area is a high K/Na ratio. According to ZENTAI [21], it averages 1.65 for the entire Tokaj Mountains.

The percentages of ions in the rocks are of course not the same as in the waters contacting them (see Table 8). Weighed by the size of the catchment areas, the average K/Na ratio of the examined watercourses of the entire area is 0.44, rather high a value for surface waters. The ratio of total K<sup>+</sup> to total Na<sup>+</sup>, removed from the entire mountains in a year is 0.41. This is largely due to the high discharge and relatively low K<sup>+</sup> ion content of the

Table 4

*Average chemical compositions of the common rock types (volcanics) of the Tokaj Mountains*

	Pseudo-trachyte	Rhyolitic tuff	Rhyolite	Rhyodacite	Dacite	Pyroxene andesite
Si %	30.43	34.32	34.83	32.52	29.70	28.32
Ti	0.50	0.06	0.06	0.15	0.35	0.31
Al	8.49	6.69	7.09	8.35	8.89	9.20
Fe <sup>III</sup>	2.18	0.67	0.66	0.93	1.63	1.75
Fe <sup>II</sup>	0.24	0.33	0.40	0.83	1.77	2.29
Mn	0.03	0.04	0.03	0.10	0.09	0.09
Mg	0.25	0.32	0.05	0.43	1.22	2.09
Ca	0.88	0.96	0.73	1.64	3.65	4.75
Na	0.46	1.21	2.28	2.09	2.14	1.78
K	8.87	3.87	3.63	2.98	2.19	1.63
P	0.02	0.01	0.02	0.03	0.08	0.07
*H	0.17	0.47	0.21	0.26	0.17	0.15
O	47.48	51.05	50.01	49.69	48.12	47.57
Total %	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

\* Resulting from chemically bound (of  $> +110^{\circ}\text{C}$ ) water.

Table 5

*Share of exposed Tokaj Mountain rocks by catchment areas*

Serial number	Name of watercourse	Size of catchment area km <sup>2</sup>	Pseudo-trachyte %	Rhyolitic tuff %	Rhyolite %	Rhyodacite %	Dacite %	Pyroxene andesite %	Sedimentary rocks %	Total %
1.	Hosdát riv.	14.2	13.62	37.40	11.99	—	2.19	17.26	17.54	100.00
2.	Csenkő riv.	38.4	9.58	24.39	35.59	—	6.47	11.43	12.53	99.99
3.	Gönci riv.	63.4	—	5.76	11.45	—	3.07	37.60	42.11	99.99
4.	Tekeres riv.	26.6	—	5.95	—	—	—	94.05	—	100.00
5.	Aranyos riv.	54.4	—	21.09	10.33	—	—	68.58	—	100.00
6.	Szerencs riv.	303.6	—	48.23	3.61	—	—	41.80	6.36	100.00
7.	Bózsza riv. (I)	158	1.48	33.93	31.90	8.58	9.06	10.18	4.87	100.00
8.	Bózsza riv. (II)	233.6	1.01	39.35	25.20	5.85	9.36	6.94	12.29	100.00
9.	Hotyka riv.	32.7	—	54.93	3.08	—	—	41.98	—	99.99
10.	Radvány riv.	24.8	—	89.15	4.60	—	—	6.24	—	99.99
11.	Tolcsva riv.	137.0	—	16.16	8.16	—	3.89	71.79	—	100.00
12.	Bényei riv.	59.0	—	72.87	10.90	—	8.40	7.83	—	100.00

Table 6

Average petrochemical compositions (in terms of concentrations by elements)

	Hosdát riv.	Csenkő riv.	Gönci riv.	Tekeres riv.	Aranyos riv.
Si %	32.37	32.97	30.28	28.67	30.25
Ti	0.19	0.16	0.23	0.29	0.23
Al	7.63	7.54	8.52	9.05	8.45
Fe <sup>III</sup>	1.17	1.04	1.42	1.69	1.41
Fe <sup>II</sup>	0.78	0.72	1.69	2.18	1.69
Mn	0.05	0.05	0.08	0.09	0.08
Mg	0.66	0.50	1.46	1.98	1.50
Ca	1.78	1.55	3.52	4.52	3.54
Na	1.39	1.71	1.84	1.74	1.71
K	4.15	3.90	2.28	1.77	2.32
P	0.03	0.03	0.06	0.07	0.06
H	0.31	0.27	0.19	0.16	0.22
O	49.49	49.56	48.43	47.79	48.54
Total %	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Szerencs rivulet (see below). If the Szerencs rivulet is disregarded and only the rivulets Tekeres and Aranyos are taken into consideration, the K/Na ratio increases to 0.49. A computation of the global average of K/Na in river waters according to the above principle from CLARKE's data [3] yielded a value as low as 0.36.

The K/Na ratios of river waters reflect as a rule the petrochemical composition of the catchment areas.

The hydrochemical averages of the Hotyka and Radvány rivulets cannot be taken into full consideration as these drained no water for a considerable part of the year.

Of the watercourses examined, the Csenkő rivulet has the highest relative  $K^+$  ion content (0.65), which is accounted for by the wide spread of potassium-rich rocks in its catchment area—rhyolites, rhyolitic tuffs, and pseudotrachytes, first of all. In the case of the Hosdát rivulet, the influence of the andesite areas adjacent to the sampling locality is also felt; the relative abundance of  $K^+$  ions is somewhat reduced (0.50). The area drained by the rivulets Gönci, Tolcsva and Aranyos is, in this turn largely made up of andesites and the K/Na values of the waters are correspondingly lower (0.43, 0.45 and 0.33 respectively). One of the lowest values was observed in the Aranyos rivulet, even though some rhyolites and rhyolitic tuffs occur in the upper reaches of the stream. It is well known, however, that, unlike

*of the examined catchment areas of the Tokaj Mountains*

Szerencs riv.	Bózsva riv. (I)	Bózsva riv. (II)	Hotyka riv.	Radvány riv.	Tolcsva riv.	Bényei riv.
31.66	33.18	33.33	31.81	33.96	29.87	33.51
0.17	0.13	0.12	0.16	0.08	0.25	0.10
7.83	7.48	7.37	7.76	6.87	8.61	7.12
1.15	0.92	0.89	1.13	0.74	1.48	0.83
1.20	0.75	0.69	1.16	0.45	1.80	0.61
0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.08	0.05
1.10	0.51	0.48	1.06	0.42	1.60	0.51
2.64	1.61	1.53	2.55	1.19	3.77	1.47
1.51	1.79	1.71	1.48	1.30	1.74	1.45
2.86	3.39	3.45	2.92	3.72	2.18	3.53
0.04	0.03	0.03	0.04	0.01	0.06	0.02
0.32	0.30	0.32	0.33	0.44	0.20	0.39
49.46	49.86	50.03	49.54	50.78	48.36	50.41
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Na<sup>+</sup> ions, the leached K<sup>+</sup> ions — because of the reduction of the ionic radius in solution — are likely to be bound by the clay minerals in the soils or in the river bed; on the other hand, they enter the tissues of plants. Hence, in want of a sufficient recharge, the K<sup>+</sup> ion content of a river water will gradually decrease with distance or, to be more precise, the water composition will adjust to the changes in environment. Accordingly, the influence of the andesitic surfaces predominating in the lower reaches of the catchment area is stronger. An opposite effect is found in the case of the Tolcsva and Gönci rivulets. The bed of the Gönci rivulet is incised in rhyolites and in the lower parts of the catchment area of the Tolcsva rivulet there are potassium-rich rocks, whose effect can better be detected at the sampling points.

The water of the Bényei rivulet compares well with the average petrochemical composition of the area, K<sup>+</sup> ions being relatively abundant in it (K/Na = 0.55). Its annual mean K<sup>+</sup> content in absolute and equivalent percentages is highest among all the examined watercourses.

In the Bózsva rivulet, the high K/Na ratio both in the upper (I) and the lower (II) reaches of the stream is in good agreement with the petrochemistry of the catchment area. The slight increase of K content in the lower part of the area is also reflected by the waters (K/Na, I: 0.48; II: 0.51).

The Szerencs rivulet — most important in the western part of the mountains — drains areas of a varied petrographic composition — andesites,

Table 7

Annual average chemical compositions (in terms of concentrations)

	Hosdát riv.	Csenkő riv.	Gönci riv.	Tekeres riv.	Aranyos riv.	Szerencs riv.	Bózsza riv. (I)
Na %	2.54	2.69	3.72	3.62	3.58	5.35	4.39
K	1.28	1.74	1.62	2.20	1.19	1.75	2.09
Ca	14.08	12.63	11.22	11.80	11.75	11.05	11.11
Mg	4.80	4.43	3.39	3.91	3.87	4.20	2.87
Fe	0.04	0.14	0.07	0.04	0.04	0.07	0.15
Mn	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.02	0.07
C	6.60	6.21	6.97	8.23	8.90	10.47	8.64
S	10.27	9.32	6.51	5.32	4.44	2.99	3.85
Cl	0.95	1.20	1.25	3.04	1.58	2.84	1.89
P	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02
Si	4.32	6.32	8.54	6.32	7.00	4.50	7.87
*H	0.86	0.98	1.20	1.14	1.25	1.20	1.29
*O	54.26	54.25	55.47	54.36	56.40	55.54	55.76
Total %	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

\* H and O chemically bound in water-dissolved ions.

rhyolites, and rhyolitic tuffs. The immediate environment of the stream is largely made up of a variety of rhyolite tuffs covered over vast areas by loessic and loamy beds of various thickness. The absolute  $K^+$  ion content of the stream is rather high, but the  $K/Na$  ratio is as low as 0.33. This seems to be largely due to the abundance of  $Na^+$  exsolved from the ambient loessic-loamy strata which reduces the relative abundance of  $K^+$  ions. In summer the water of the stream is often alkaline. The comparatively low  $Ca/Mg$  ratio — a characteristic feature of loess areas — is also present in the Szerencs rivulet (see Table 8)

The catchment area of the Tekeres rivulet is made up of pyroxene andesites, but the  $K/Na$  ratio in the water is very high (0.61). It is probable that certain deep-seated aquifers of the catchment area are rocks comparatively high in  $K$  content, for, at floodtimes (in March, April), the  $K/Na$  ratio becomes lower (0.54). In the other watercourses, the  $K/Na$  ratio was found to increase at the same time. This increase was particularly striking in the case of the Csenkő (0.93), Hosdát (0.73), and Bózsza (0.65; 0.63). Accordingly, water analyses after heavy rains or snow-melt may yield more pertinent information about the area under consideration, as — owing to the increased contribution by the more mineralized ground-waters from deeper-seated strata, and to the more abundant runoff — the river waters are less influenced by the chemical composition of the rocks.

by elements) of the surface watercourses examined

Bózsva riv. (II)	Ronyva riv.	Hotyka riv.	Radvány riv.	Tolcsva riv.	Bényei riv.	Bodrog (I)	Bodrog (II)
4.36	6.99	4.50	4.77	3.43	4.99	3.90	3.76
2.22	2.56	1.89	1.23	1.56	2.73	1.24	1.27
11.23	11.08	11.94	11.39	13.33	11.32	15.43	15.65
2.86	2.95	3.07	3.25	3.68	2.55	3.32	3.35
0.19	0.17	0.36	0.18	0.14	0.15	0.23	0.29
0.08	0.07	0.14	0.03	0.12	0.03	0.05	0.06
8.67	8.89	8.40	6.05	10.40	8.68	11.29	11.20
3.69	3.48	4.54	8.36	3.13	3.31	3.00	3.25
2.14	7.07	3.51	1.31	2.66	3.66	3.30	3.18
0.03	0.20	0.03	0.01	0.04	0.06	0.00	0.00
7.82	4.64	6.54	7.92	4.60	7.34	2.22	2.07
1.29	1.08	1.18	1.08	1.20	1.25	1.11	1.09
55.42	50.82	53.90	54.42	55.71	53.93	54.91	54.83
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

A few measurements showed the water of the Radvány rivulet running off from rhyolitic tuff areas to be — in contrast to the former — comparatively low in  $K^+$  ions (0.26).

Higher  $K^+$  ion contents are concomitant to higher degrees of oxidation ( $O_{Fe}$ ) [15], in the drainage areas as shown in Table 8.

No substantial difference in Ca/Mg between the rocks and the waters of the mountains could be observed; the values obtained for waters are slightly higher, though without any direct, consistent correlation.

The river waters of the Tokaj Mountains are usually soft, or slightly hard, despite the very marked concentration in the summer season of the waters of minor rivulets. Annual mean hardness is least in the Gönci rivulet ( $5.05^\circ$  scale) and in the Bózsva, the main drain of the eastern part of the mountains ( $6.40^\circ$ ). The waters of the Radvány, Hotyka and Szerencs are very soft, too. At  $12.44^\circ$ , the water of the Szerencs rivulet is somewhat of an exception probably owing to poor conditions of runoff in the "Szerencs Embayment" and to interaction with the mixed loessic-loamy strata overlying the volcanics. For this reason, the water of the Szerencs rivulet is not very characteristic of the volcanic area under consideration. The ground-waters of the "Szerencs Embayment" are often alkaline [9]. The increase of hardness

Table 8

Serial number	Name of watercourse	Ionic ratios of the annual averages of water compositions			Ionic ratios and $O_{Fe}$ values of the average petrochemical compositions of the catchment areas			
		$\frac{K}{Na}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{K + Na}{Ca + Mg}$	$\frac{K}{Na}$	$\frac{Ca}{Mg}$	$\frac{K + Na}{Ca + Mg}$	$O_{Fe}$
1.	Hosdát riv.	0.50	2.93	0.20	2.99	2.69	2.27	3.34
2.	Csenkő riv.	0.65	2.85	0.26	2.28	3.10	2.74	3.24
3.	Gönci riv.	0.43	3.31	0.37	1.24	2.41	0.83	1.86
4.	Tekeres riv.	0.61	3.02	0.37	1.01	2.28	0.54	1.72
5.	Aranyos riv.	0.33	3.03	0.31	1.35	2.36	0.80	1.85
6.	Szerencs riv.	0.33	2.63	0.47	1.89	2.40	1.17	2.13
7.	Bózsva riv. (I)	0.48	3.87	0.46	1.89	3.15	2.44	2.75
8.	Bózsva riv. (II)	0.51	3.92	0.47	2.01	3.18	2.57	2.85
9.	Ronyva riv.	0.37	3.76	0.64	—	—	—	—
10.	Hotyka riv.	0.42	3.89	0.43	1.97	2.41	1.22	2.16
11.	Radvány riv.	0.26	3.50	0.41	2.86	2.83	3.12	3.65
12.	Tolcsva riv.	0.45	3.62	0.29	1.25	2.36	0.73	1.83
13.	Bényei riv.	0.55	4.44	0.56	2.43	2.88	2.52	3.01
14.	Bodrog (I)	0.32	4.65	0.27	—	—	—	—
15.	Bodrog (II)	0.34	4.67	0.27	—	—	—	—

in the Csenkő and Hosdát rivulets can be ascribed to higher sulphate contents due to the rather intensive weathering of sulphide ores.

The annual mean total dissolved matter was found to be 200 to 300 p.p.m. The highest value was found in the Szerencs (434 p.p.m.), the lowest in the Gönci (163 p.p.m.).

The sulphide ore mineralization of the Telkibánya area is clearly indicated by the sulphate content of the Csenkő and Hosdát rivulets draining the area, strikingly high in both absolute and equivalent percentage values. The main anion in these waters is the sulphate ion, outmatching even hydrogen carbonate. The same may be the case with the Bózsva, too. The tributaries of the upper reaches of the rivulet drain ore-mineralized areas, and the average sulphate ion content over this stream section is, correspondingly, somewhat higher (I: 34.10; II: 31.76).

Silica is highly enriched in the watercourses of the mountains. This is in good agreement with the marked acidity of most eruptive rocks of the area. There is however, no straightforward relationship between acidity of rocks and silica in the waters. One reason for this may be that the rock types occurring here do not substantially differ in Si content. On the other hand

SiO<sub>2</sub> in the waters is but partly ionized, mostly colloidal, of low stability, inclined to coagulation and deposition, so that its concentration may be influenced by a number of factors. The percentage of silica in the water of the Bodrog river is, on the average, 3 to 4 times less than in the minor rivulets examined. This fact, too, can be ascribed for the most part to colloidal properties; longer transport and greater depth of water are conducive of silica precipitation.

The influence of the eastern part of the Tokaj Mountains upon the water composition of the Bodrog is insignificant, as the Bodrog-drained part of the mountains is but a few per cent of the total catchment area of the river, also it is in this section that the water of the Bodrogköz on the south also enters the river. The slight changes in water composition over the river section examined are, however, in no contradiction to the aforementioned features of the mountains. Thus, a slight decrease of annual average salinity and consequently of hardness is observed (dissolved ions: I. 241.88 p.p.m., II. 232.92 p.p.m.; total hardness: I. 7.54°, II. 7.32°). The average sulphate ion content and the relative abundance of potassium show, in their turn, a slight increase (sulphate ion: I. 23.16 p.p.m., II. 24.09 p.p.m.; K/Na ratio: I. 0.32, II. 0.34) [12].

From the quantitative data of the dissolved substances removed from the Tokaj Mountains in a year (Table 3) average chemical compositions of the waters drained from the area can be calculated (column I, Table 9). For comparison the global averages of river waters, based on CLARKE's values [3], can be calculated in the same way (column II, Table 9).

Table 9

	I	II	III
	Weight per cent		
Na	4.83	5.79	4.13
K	1.97	2.12	2.04
Ca	12.06	20.39	12.57
Mg	3.88	3.41	3.50
(Fe, Al) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.25	2.75	0.32
CO <sub>3</sub>	49.65	35.15	45.44
SO <sub>4</sub>	11.90	12.14	14.29
Cl	2.64	5.68	2.34
NO <sub>3</sub>	—	0.90	—
SiO <sub>2</sub>	12.82	11.67	15.37
Total %	100.00	100.00	100.00

Deviation from the global average is found greatest for the  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{CO}_3^{--}$  and  $\text{Cl}^-$  ions. The Ca/Mg ratio is substantially lower, the K/Na ratio higher in the Tokaj Mountains. The Tokaj Mountains waters are, as a rule, poor in chloride.

Excluding the Szerencs rivulet the percentage ratios undergo slight changes (column III, Table 9). The concentration of  $\text{SO}_4^{--}$ ,  $\text{SiO}_2$ , the K/Na and Ca/Mg ratios increase, the percentages of  $\text{CO}_3^{--}$  and  $\text{Cl}^-$  decrease.

In all, it can be concluded that the quality of surface waters is essentially defined, also in the Tokaj Mountains, by the petrographic composition of the environment. Correlations between water quality and rock composition are, however, in most cases rather general. For all the profound and extensive research into this topic, there still are some factors that cannot quite satisfactorily be accounted for.

The chemical composition of surface waters evolves through a chain of intricate, complex, chemical, physico-chemical, and colloid-chemical interactions rather difficult to fathom with the means at our disposal.

The catchment areas include a wide variety of geological structures and chemical compositions, and what is reflected by the waters is a cumulative effect. Of course, selectivity and precision can be improved by reducing the areas investigated, *i.e.* by selecting short sections of watercourses for detailed examination.

Water quality is controlled not only by the absolute chemical composition of the individual formations. The solubilities of the mineral constituents, their resistance to weathering, are extremely important. The minerals called variable components by SZÁDECZKY-KARDOSS are comparatively more liable to weather [17]. The structure, porosity, grain size of the rock etc. are also of importance.

A handicap to the solution of the problem is that, particularly in the case of deeper-seated strata, even the lithologic or petrographic composition is not known in every case.

The quality of surface waters may be strongly influenced by human and animal activity and by vegetation, too.

The chemical compositions of surface waters show marked seasonal changes, particularly striking in minor watercourses. In the dry and warm seasons, their waters are more concentrated, containing plenty of dissolved salts. At the same time, some salts of lower solubility will precipitate. In this connection even hydrogen carbonate ions bound to sodium (alkalization!) have been encountered in some rivulets. On the other hand, in the humid seasons or at snowmelt, the small watercourses are strongly diluted. In larger rivers, *e.g.* in the Bodrog, these influences are rather well-balanced. The changes of salt content reflect the differences in water level: the passing of floods.

The changes in water quality over a year are listed in tables annexed to the paper (see Tables 11 to 25).

The equivalent percentages of the individual cations are — apart from the extreme cases — nearly constant independently of the seasons. Accordingly, the ratios of the main cations in the waters are nearly constant typical of the respective watercourses. Hence, it is merely the discharge that changes during the year; the relative amounts of the cations do not change substantially.

The Ca/Mg ratio shows but slight changes. At floods, probably because of the higher solubility of Mg salts, this figure is somewhat higher than at low water.

The variation of the K/Na ratio is slightly more marked. At floods, the relative amount of K is higher.

In the case of anions, seasonal changes are more striking. Fluctuations round the year are particularly strong in the cases of the sulphate and hydrogen carbonate ions.

Hydrogen carbonate values (both absolute and equivalent percentages) are higher in the dry season, at low water. The variation of the sulphate ion content is usually of an opposite trend. After extensive rains and after snow-melt — *i.e.* in diluted waters — sulphate ions are enriched, particularly in the relative sense. This is probably due to a more comprehensive sheetwash. Also exposed to the oxygen of the air scattered sulphide minerals are more intensively weathered on exposed surfaces; after being oxidized into more soluble sulphates, they are directly washed into the watercourses. On the other hand, heavy rains expel the more concentrated groundwaters in long interaction with the deeper seated strata. The equivalent percentage sulphate ion content of the March and April water samples is in many cases nearly the same as, or even higher than, the figure for the hydrogen-carbonate ion.

The amount of silica is rather steady round the year.

In the area examined the October and February samples are closest to the annual average water composition.

\*

It is a pleasant duty to thank Professor FÖLDVÁRI for the selection of the subject and for his advice in the solution of some problems the author had to face during this work.

**Table 10**  
Annual average water qualities of  
(June 1964)

			Hosdát riv.	Csenkő riv.	Gönci riv.	Tekeres riv.	Aranyos riv.	Szerencs riv.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m.	8.37	11.13	7.98	9.32	10.68	26.55
		Than's eq.‰	8.78	9.98	15.56	13.84	14.15	19.76
	K <sup>+</sup>	p.p.m.	4.21	7.21	3.47	5.66	3.56	8.70
		Than's eq.‰	2.68	3.74	4.00	4.84	2.77	3.78
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m.	46.45	52.32	24.06	30.39	35.05	54.79
		Than's eq.‰	56.59	54.26	53.33	52.60	53.85	46.91
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m.	15.85	18.34	7.27	10.07	11.55	20.83
		Than's eq.‰	31.71	31.39	26.67	28.72	29.23	29.38
Fe <sup>++</sup>	p.p.m.	0.14	0.57	0.14	0.11	0.12	0.36	
	Than's eq.‰	0.24	0.42	0.44	—	—	0.17	
Mn <sup>++</sup>	p.p.m.	0.01	0.20	0.04	0.00	0.00	0.10	
	Than's eq.‰	—	0.21	—	—	—	—	
Total	p.p.m.	75.03	89.77	42.96	55.55	60.96	111.33	
	Than's eq.‰	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m.	110.60	130.55	75.99	107.70	134.88	263.80
		Than's eq.‰	45.14	45.44	56.82	61.75	69.72	76.33
	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	p.p.m.	101.56	115.59	41.84	41.07	39.68	44.49
		Than's eq.‰	52.62	51.17	39.55	30.18	26.18	16.43
	Cl <sup>-</sup>	p.p.m.	3.12	4.95	2.68	7.84	4.70	14.08
		Than's eq.‰	2.24	2.97	3.63	7.72	4.10	7.07
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>	p.p.m.	0.02	0.49	0.11	0.19	0.04	0.33	
	Than's eq.‰	—	0.42	—	0.35	—	0.17	
Total	p.p.m.	215.30	251.58	120.62	156.80	179.30	322.70	
	Than's eq.‰	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Cations + anions, p.p.m.			290.33	341.35	163.58	212.35	240.26	434.03
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			39.68	72.77	50.92	45.25	58.12	62.01
Total dissolved substance, p.p.m.			330.01	414.12	214.50	257.60	298.38	496.04
Alkalinity, W°			1.81	2.14	1.25	1.77	2.21	4.32
Total hardness°: (German scale)			10.14	11.55	5.05	6.57	7.57	12.47
Carbonate hardness°: (German scale)			5.08	6.00	3.48	4.95	6.20	11.75
Dissolved oxygen, p.p.m.			11.00	10.69	10.18	10.89	10.57	11.62
pH colorimetrically			7.41	7.66	7.48	7.70	7.56	8.01
pH electrically			7.43	7.66	7.55	7.75	7.57	8.01

*the surface watercourses examined  
to April 1965)*

Bózsza riv. (I)	Bózsza riv. (II)	Ronyva riv.	Hotyka riv.	Radvány riv.	Tolesva riv.	Bényei riv.	Bodrog (I)	Bodrog (II)
12.97	12.50	27.07	11.03	8.90	12.60	17.45	10.05	9.30
18.12	17.94	25.99	17.65	19.31	12.79	20.43	13.66	12.78
6.16	6.37	9.93	4.63	2.30	5.72	9.53	3.19	3.14
5.18	5.32	5.51	4.41	2.97	3.49	6.45	2.48	2.56
32.80	32.23	42.92	29.25	21.24	49.03	39.55	39.78	38.68
53.07	53.49	47.13	53.68	52.47	56.98	52.96	61.49	61.66
8.47	8.21	11.42	7.52	6.07	13.55	8.91	8.56	8.28
22.65	22.26	20.71	22.79	24.75	25.81	19.62	21.74	21.72
0.45	0.55	0.66	0.87	0.33	0.51	0.52	0.60	0.72
0.65	0.66	0.44	1.10	0.50	0.47	0.54	0.62	0.96
0.20	0.22	0.29	0.35	0.06	0.45	0.11	0.13	0.15
0.32	0.33	0.22	0.37	—	0.47	—	—	0.32
61.05	60.08	92.29	53.65	38.90	81.86	76.07	62.31	60.27
99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	99.99	100.00
129.63	126.37	174.92	104.57	57.32	194.24	154.03	147.88	140.68
70.67	71.13	63.08	64.53	47.47	75.89	69.61	77.07	76.24
34.10	31.76	40.42	33.34	46.72	34.48	34.63	23.16	24.09
23.67	22.68	18.46	26.04	48.99	17.18	19.89	15.29	16.50
5.59	6.13	27.37	8.61	2.45	9.77	12.79	8.50	7.85
5.33	5.84	16.92	9.06	3.54	6.68	9.94	7.64	7.26
0.25	0.27	2.37	0.25	0.09	0.40	0.67	0.03	0.03
0.33	0.34	1.54	0.37	—	0.24	0.55	—	—
169.57	164.53	245.08	146.77	106.58	238.89	202.12	179.57	172.65
100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99	100.00	100.00
230.62	224.61	337.37	200.42	145.48	320.75	278.19	241.88	232.92
64.71	62.38	49.93	44.57	41.07	47.02	71.29	15.92	14.23
295.33	286.99	387.30	244.99	186.55	367.77	349.48	257.80	247.15
2.13	2.07	2.87	1.71	0.94	3.18	2.53	2.42	2.30
6.54	6.40	8.64	5.82	4.37	9.98	7.59	7.54	7.32
5.85	5.72	7.77	4.80	2.63	8.88	6.89	6.74	6.46
11.23	11.80	6.12	10.67	11.55	9.34	10.54	7.14	7.57
7.85	7.95	7.41	7.46	7.66	7.60	7.71	7.47	7.50
7.88	8.00	7.42	7.41	7.64	7.59	7.73	7.49	7.54

Table 11

1. Hosdát

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	10.0 8.79	9.8 9.07	dried up	dried up
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	5.8 3.07	5.7 3.16		
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	55.38 56.44	54.37 57.17		
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	18.61 31.29	17.62 30.59		
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.43 0.41	0.11 —		
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.00 —	0.00 —		
	Total	p.p.m. Than's eq. %	90.22 100.00	87.60 99.99		
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	148.2 51.26	142.8 50.77		
	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	p.p.m. Than's eq. %	107.5 47.26	103.2 47.05		
	Cl <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	2.6 1.48	3.7 2.19		
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.07 —	0.06 —		
	Total	p.p.m. Than's eq. %	258.37 100.00	249.76 100.01		
Cations + anions, p.p.m.			348.59	337.36		
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			41.3	54.1		
Total dissolved substance, p.p.m.			389.89	391.46		
Alkalinity, W°			2.43	2.32		
Total hardness° (German scale)			12.03	11.66		
Carbonate hardness° (German scale)			6.81	6.52		
Dissolved oxygen, p.p.m.			7.75	5.38		
pH colorimetrically			7.7	6.95		
pH electrically			7.55	6.94		
Air temperature, °C			24.1	22.0		
Water temperature, °C			21.5	18.7		
Date of sampling			V. 29.	VI. 29.	VII. 29.	VIII. 28.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
dried up	11.9 8.40	11.3 7.98	6.9 9.01	9.0 7.94	9.0 9.15	3.2 12.84	4.2 12.59
	4.8 1.98	4.4 1.79	4.0 3.00	3.9 2.04	3.9 2.35	2.7 6.42	2.7 4.90
	69.71 57.33	71.88 58.47	36.03 54.05	56.37 57.23	48.96 57.28	10.86 49.54	14.48 50.35
	23.88 32.29	23.78 31.76	13.62 33.63	19.59 32.79	16.13 31.22	3.98 30.28	5.45 31.47
	0.03 —	0.01 —	0.28 0.30	0.03 —	0.01 —	0.18 0.92	0.20 0.70
	0.04 —	0.00 —	0.04 —	0.00 —	0.00 —	0.02 —	0.02 —
	110.36 100.00	111.37 100.00	60.87 99.99	88.89 100.00	78.00 100.00	20.94 100.00	27.05 100.01
	178.2 48.83	181.1 49.09	62.1 31.78	124.1 42.03	110.2 43.30	19.6 28.83	29.1 33.57
	141.8 49.33	142.8 49.09	101.8 66.04	129.8 55.90	108.4 53.83	35.6 66.67	43.1 62.94
	3.9 1.84	4.0 1.82	2.6 2.18	3.4 2.07	4.1 2.87	1.9 4.50	1.9 3.50
	0.00 —	0.00 —	0.00 —	0.00 —	0.03 —	0.00 —	0.00 —
	323.90 100.00	327.90 100.00	166.50 100.00	257.30 100.00	222.73 100.00	57.10 100.00	74.10 100.01
	434.26 32.0 466.26	439.27 36.1 475.37	227.37 58.2 285.57	346.19 34.8 380.99	300.73 28.3 329.03	78.04 33.8 111.84	101.15 38.5 139.65
	2.92 15.26 8.19 10.71 7.7 7.79 13.2 9.3	2.97 15.54 8.32 14.11 7.8 7.90 3.5 1.8	1.02 8.18 2.85 13.62 7.3 7.53 -1.1 0.0	2.03 12.40 5.70 13.65 7.6 7.45 -0.1 0.3	1.81 10.57 5.06 12.62 7.3 7.31 -2.5 0.7	0.32 2.33 0.90 11.32 7.1 7.10 10.7 6.7	0.48 3.28 1.33 9.83 7.25 7.26 12.5 12.6
IX. 28.	X. 28.	XI. 27.	XII. 21.	I. 27.	II. 25.	III. 29.	IV. 27.

Table 12

2. Csenkő

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	12.3 9.67	14.9 10.03	14.2 9.05	12.9 9.61
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	7.2 3.28	8.8 3.55	8.7 3.21	7.6 3.26
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	59.88 54.56	70.76 54.48	75.50 55.04	63.44 54.20
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	20.93 31.39	24.65 31.33	26.92 32.26	22.94 32.42
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	1.52 0.91	0.91 0.46	0.47 0.29	0.49 0.34
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.37 0.18	0.29 0.15	0.20 0.15	0.15 0.17
	Total	p.p.m. Than's eq. %	102.20 99.99	120.31 100.00	125.99 100.00	107.52 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	152.8 46.64	188.2 48.66	188.7 46.05
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq. %	129.5 50.37	148.8 48.97	166.5 51.71	136.6 49.91
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	4.9 2.61	4.3 1.90	4.2 1.79	4.9 2.46
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq. %	0.51 0.37	0.94 0.47	0.96 0.45	0.88 0.53
Total		p.p.m. Than's eq. %	287.71 99.99	342.24 100.00	360.36 100.00	306.08 100.00
Cations + anions, p.p.m.			389.91	462.55	486.35	413.60
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			77.0	84.5	81.9	81.4
Total dissolved substance, p.p.m.			466.91	547.05	568.25	495.00
Alkalinity, W°			2.50	3.08	3.09	2.68
Total hardness° (German scale)			13.20	15.58	16.76	14.16
Carbonate hardness° (German scale)			7.01	8.64	8.67	7.52
Dissolved oxygen, p.p.m.			8.68	7.54	8.41	8.95
p <sub>H</sub> colorimetrically			7.8	7.8	7.9	7.9
p <sub>H</sub> electrically			7.74	7.80	7.92	8.01
Air temperature, °C			24.3	26.5	24.5	23.3
Water temperature, °C			17.1	20.4	19.6	16.4
Date of sampling			V. 29.	VI. 29.	VII. 29.	VIII. 28.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
13.7	11.6	12.8	7.7	11.0	11.6	5.0	5.9
9.69	10.06	9.95	11.62	10.48	9.73	12.72	12.21
8.4	7.9	8.1	6.4	6.7	6.5	4.6	5.6
3.45	4.02	3.73	5.63	3.71	3.31	6.94	6.57
66.88	53.78	61.20	29.99	48.96	56.88	18.10	22.41
54.84	53.92	54.17	52.82	53.28	55.25	52.60	52.58
23.57	18.96	21.68	9.95	17.81	19.59	5.76	7.33
31.86	31.39	31.62	28.87	31.88	31.32	27.17	28.17
0.40	0.56	0.52	0.53	0.47	0.37	0.29	0.29
0.16	0.40	0.35	0.70	0.44	0.19	0.58	0.47
0.11	0.22	0.24	0.26	0.18	0.18	0.11	0.09
—	0.20	0.18	0.35	0.22	0.19	—	—
113.06	93.02	104.54	54.83	85.12	95.12	33.86	41.62
100.00	99.99	100.00	99.99	100.01	99.99	100.01	100.00
172.5	135.8	157.7	67.8	124.1	125.4	38.0	51.9
47.40	45.98	46.32	40.07	46.03	41.16	36.69	40.87
143.1	116.8	135.5	72.0	106.2	131.5	46.4	54.2
49.92	50.10	50.63	54.15	50.11	55.02	57.40	54.33
4.8	5.9	5.7	5.7	5.9	6.2	3.5	3.4
2.35	3.51	2.87	5.78	3.85	3.61	5.92	4.81
0.72	0.76	0.40	0.15	0.14	0.18	0.08	0.12
0.33	0.41	0.18	—	—	0.20	—	—
321.12	259.26	299.30	145.65	236.34	263.28	87.98	109.62
100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99	100.01	100.01
434.18	352.28	403.84	200.48	321.46	358.40	121.84	151.24
80.9	77.0	77.0	68.6	70.7	69.2	49.9	55.1
515.08	429.28	480.84	269.08	392.16	427.60	171.74	206.34
2.83	2.23	2.58	1.11	2.03	2.05	0.62	0.85
14.79	11.90	13.56	6.49	10.95	12.47	3.86	4.83
7.93	6.24	7.25	3.11	5.70	5.76	1.75	2.38
9.52	9.94	13.01	13.00	13.96	13.39	11.40	10.43
7.7	7.55	8.0	7.4	7.75	7.45	7.15	7.55
7.81	7.62	7.70	7.47	7.75	7.42	7.23	7.50
18.1	14.6	3.5	-0.9	-0.1	0.5	12.5	15.5
12.1	9.3	1.8	0.3	0.3	0.0	5.4	11.6
IX. 28.	X. 28.	XI. 27.	XII. 21.	I. 27.	II. 25.	III. 29.	IV. 27.

Table 13

3. Gönci

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	7.3 15.92	13.9 17.54	14.2 12.42	10.4 17.51
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	3.6 4.48	6.0 4.39	6.8 3.41	4.6 4.67
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	21.37 52.74	36.24 52.63	57.75 57.72	26.37 50.97
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	6.47 26.37	10.38 24.85	15.82 26.05	8.38 26.85
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.24 0.50	0.29 0.29	0.26 0.20	0.10 —
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.00 —	0.22 0.29	0.18 0.20	0.00 —
	Total	p.p.m. Than's eq. %	38.98 100.01	67.03 99.99	95.01 100.00	49.85 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	70.3 57.79	146.3 73.39	258.0 86.50
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq. %	37.8 39.70	34.9 22.32	24.4 10.43	54.3 45.75
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	1.7 2.51	4.7 3.98	5.0 2.86	2.7 3.24
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq. %	0.09 —	0.37 0.31	0.44 0.20	0.24 0.40
Total		p.p.m. Than's eq. %	109.89 100.00	186.27 100.00	287.84 99.99	133.24 100.00
Cations + anions, p.p.m.			148.87	253.30	382.85	183.09
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			45.2	55.1	74.9	50.4
Total dissolved substance, p.p.m.			194.07	308.40	457.75	233.49
Alkalinity, W <sup>o</sup>			1.15	2.40	4.23	1.25
Total hardness <sup>o</sup> (German scale)			4.48	7.46	11.73	5.62
Carbonate hardness <sup>o</sup> (German scale)			3.23	6.72	11.73	3.49
Dissolved oxygen, p.p.m.			6.59	6.01	5.70	8.02
p <sub>H</sub> colorimetrically			7.3	7.05	7.1	8.35
p <sub>H</sub> electrically			7.43	7.09	7.14	8.44
Air temperature, °C			25.3	26.5	28.8	26.2
Water temperature, °C			24.8	27.2	22.9	28.9
Date of sampling			V. 29.	VI. 29.	VII. 29.	VIII. 28.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
9.0	8.4	8.2	4.6	6.2	6.3	3.3	4.0
15.79	17.62	15.86	16.00	14.29	15.43	14.29	15.32
4.0	3.2	2.9	2.1	2.5	2.4	1.5	2.0
4.05	3.81	3.08	4.00	3.17	3.43	4.08	4.50
26.55	21.20	23.79	13.27	20.51	19.31	10.51	11.89
53.44	50.48	52.42	52.80	54.50	54.86	53.06	53.15
8.07	7.12	7.86	4.08	6.39	5.66	3.35	3.70
26.72	28.10	28.63	26.40	27.51	26.29	28.57	27.03
0.10	0.06	0.09	0.17	0.17	0.04	0.10	0.08
—	—	—	0.80	0.53	—	—	—
0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00
—	—	—	—	—	—	—	—
47.74	39.98	42.84	24.22	35.84	33.71	18.78	21.67
100.00	100.01	99.99	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00
80.7	55.7	62.7	24.1	51.3	47.5	16.5	22.8
53.23	45.27	46.19	32.77	45.41	44.32	26.47	31.36
52.0	49.4	53.8	36.6	45.2	43.1	34.0	36.6
43.55	51.24	50.22	63.87	50.81	51.14	69.61	64.41
2.9	2.6	2.8	1.3	2.4	2.8	1.4	1.8
3.22	3.48	3.59	3.36	3.78	4.54	3.92	4.24
0.02	0.06	0.06	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00
—	—	—	—	—	—	—	—
135.62	107.76	119.36	62.00	98.96	93.43	51.90	61.20
100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01
183.36	147.74	162.20	86.22	134.80	127.14	70.68	82.87
51.0	46.0	44.7	57.2	52.8	48.9	37.7	47.1
234.36	193.74	206.90	143.42	187.60	176.04	108.38	129.97
1.32	0.91	1.03	0.39	0.84	0.78	0.27	0.37
5.57	4.61	5.14	2.80	4.34	4.00	2.24	2.56
3.71	2.56	2.88	1.11	2.36	2.18	0.76	1.05
9.26	11.30	14.36	12.89	14.04	13.13	11.37	9.49
7.7	8.3	8.3	7.1	7.3	7.15	7.0	7.15
7.89	8.32	8.25	7.20	7.30	7.20	7.06	7.26
20.7	15.4	4.0	-0.6	1.1	0.0	11.8	14.8
20.2	13.4	1.8	1.2	0.1	0.2	6.8	13.5
IX. 28.	X. 28.	XI. 27.	XII. 21.	I. 27.	II. 25.	III. 29.	IV. 27.

**Table 14**  
4. Tekerés

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	10.3 13.27	dried up	dried up	11.7 14.96
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	7.8 5.90			8.4 6.16
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	35.99 53.10			34.65 50.73
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	11.30 27.43			11.73 28.15
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	0.30 0.30			0.00 —
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	0.00 —			0.00 —
	Total	p.p.m. Than's eq.‰	65.69 100.00			66.48 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	145.0 71.69		
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	34.3 21.69			42.6 26.49
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	7.6 6.32			9.5 8.03
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	0.44 0.30			0.40 0.30
Total		p.p.m. Than's eq.‰	187.34 100.00			186.10 100.00
Cations + anions, p.p.m.			253.03			252.58
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			41.3			50.4
Total dissolved substance, p.p.m.			294.33			302.98
Alkalinity, W°			2.38			2.19
Total hardness ° (German scale)			7.64			7.55
Carbonate hardness ° (German scale)			6.66			6.14
Dissolved oxygen, p.p.m.			7.33			8.22
p <sub>H</sub> colorimetrically			7.7			7.55
p <sub>H</sub> electrically			7.74			7.61
Air temperature, °C			24.5			27.2
Water temperature, °C			18.2			20.5
Date of sampling			V. 29.	VI. 29.	VII. 29.	VIII. 28.

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
11.0	12.0	10.8	7.0	9.9	8.4	5.5	6.6
13.91	15.43	13.47	14.35	13.23	12.63	14.20	14.87
7.7	6.8	5.9	4.2	5.0	4.5	3.0	3.3
5.80	5.04	4.30	5.26	4.00	3.86	4.73	4.10
35.17	35.17	37.06	21.55	34.82	31.03	17.75	20.68
51.01	51.93	53.01	51.20	53.23	54.39	52.66	52.82
12.26	11.31	12.47	7.33	11.73	10.05	5.87	6.70
29.28	27.60	29.23	28.71	29.54	29.12	28.40	28.21
0.00	0.08	0.02	0.32	0.06	0.02	0.12	0.13
—	—	—	0.48	—	—	—	—
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
—	—	—	—	—	—	—	—
66.13	65.36	66.25	40.40	61.51	54.00	32.24	37.41
100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00
140.2	133.0	150.4	53.2	120.3	101.9	44.3	55.1
66.67	66.46	70.69	43.72	61.95	60.29	42.20	47.37
42.1	39.1	34.8	46.5	43.4	41.7	42.6	43.6
25.51	24.70	20.69	48.74	28.30	31.41	51.44	47.89
9.4	10.0	10.3	5.3	10.8	8.3	3.9	3.3
7.54	8.54	8.33	7.54	9.75	8.30	6.36	4.74
0.41	0.16	0.16	0.00	0.14	0.14	0.04	0.01
0.29	0.30	0.29	—	—	—	—	—
192.11	182.26	195.66	105.00	174.64	152.04	90.84	102.01
100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
258.24	247.62	261.91	145.40	236.15	206.04	123.08	139.42
37.7	40.0	34.3	72.5	41.1	38.7	46.3	50.2
295.94	287.62	296.21	217.90	277.25	244.74	169.38	189.62
2.30	2.18	2.46	0.87	1.97	1.67	0.73	0.90
7.74	7.53	8.06	4.70	7.58	6.66	3.84	4.44
6.45	6.11	6.91	2.44	5.53	4.69	2.04	2.53
10.11	10.44	12.78	12.42	13.77	13.50	11.04	9.26
7.7	8.1	7.9	7.5	7.7	7.6	7.3	7.9
7.61	8.11	8.04	7.52	7.70	7.62	7.52	8.07
22.9	16.6	7.0	1.3	0.7	1.1	12.4	14.9
17.3	12.3	5.2	2.5	0.6	0.2	7.8	14.5
IX. 28.	X. 28.	XI. 27.	XII. 21.	I. 27.	II. 25.	III. 29.	IV. 27.

**Table 15**  
5. *Aranyos*

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	10.9 14.20	dried up	dried up	15.7 14.78
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	3.8 3.02			5.1 2.83
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	35.56 53.47			48.27 52.39
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	11.51 28.70			16.76 30.00
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	0.47 0.60			0.02 —
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	0.00 —			0.00 —
	Total	p.p.m. Than's eq.‰	62.24 99.99			85.85 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	146.3 74.77		
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	33.5 21.81			48.0 22.62
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	3.8 3.43			7.6 4.75
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	0.14 —			0.06 —
Total		p.p.m. Than's eq.‰	183.74 100.01			251.36 99.99
Cations + anions, p.p.m.			245.98			337.21
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			57.7			71.5
Total dissolved substance, p.p.m.			303.68			408.71
Alkalinity, W°			2.40			3.21
Total hardness° (German scale)			7.62			10.62
Carbonate hardness° (German scale)			6.72			8.99
Dissolved oxygen, p.p.m.			8.44			7.06
pH colorimetrically			7.7			7.5
pH electrically			7.81			7.52
Air temperature, C°			25.0			23.9
Water temperature, C°			16.5			17.9
Date of sampling			V. 28.	VI. 27.	VII. 29.	VIII. 28.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
14.9	12.8	12.4	8.8	9.4	9.8	5.9	6.2
14.61	14.21	13.88	14.73	13.31	13.92	15.20	14.14
4.7	4.1	3.7	3.0	3.0	3.0	2.5	2.7
2.70	2.54	2.31	3.10	2.60	2.59	3.51	3.66
47.92	41.72	41.89	27.41	33.96	34.48	18.44	20.86
53.71	52.79	53.73	53.10	54.87	55.66	53.80	54.45
15.71	14.56	14.25	9.01	11.00	10.48	5.76	6.49
28.99	30.46	30.08	28.68	29.22	27.83	27.49	27.75
0.02	0.02	0.01	0.37	0.02	0.03	0.13	0.14
—	—	—	0.39	—	—	—	—
0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
—	—	—	—	—	—	—	—
83.25	73.20	72.25	48.59	57.38	57.79	32.73	36.39
100.01	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
206.7	180.8	185.5	84.2	129.2	125.4	42.4	52.6
78.65	76.49	79.37	55.65	71.38	68.79	40.70	44.79
35.1	35.9	30.1	48.2	34.8	38.3	45.4	47.5
16.94	19.38	16.45	40.32	24.58	26.85	55.23	51.56
6.8	5.8	5.7	3.6	4.3	4.6	2.4	2.4
4.41	4.13	4.18	4.03	4.04	4.36	4.07	3.65
0.09	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01
—	—	—	—	—	—	—	—
248.69	222.53	221.33	136.00	168.30	168.35	90.22	102.51
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
331.94	295.73	293.58	184.59	225.68	226.14	122.95	138.90
55.1	54.9	53.0	88.7	48.4	49.7	53.6	48.6
387.04	350.63	346.58	273.29	274.08	275.84	176.55	187.50
3.39	2.96	3.04	1.38	2.12	2.05	0.70	0.86
10.33	9.19	9.14	5.91	7.29	7.24	3.91	4.42
9.50	8.31	8.53	3.87	5.94	5.76	1.95	2.41
7.88	9.46	12.16	12.20	14.00	13.33	11.09	10.10
7.5	7.65	7.7	7.5	7.7	7.5	7.3	7.55
7.54	7.66	7.72	7.51	7.73	7.52	7.30	7.42
22.8	13.7	4.3	1.1	0.8	-0.3	10.5	14.6
14.4	10.7	4.8	2.7	1.1	0.4	6.5	12.2
IX. 28.	X. 28.	XI. 27.	XII. 21.	I. 27.	II. 25.	III. 29.	IV. 27.

**Table 16**  
6. Szerencs

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m.	34.8	33.0	32.7	34.0
		Than's eq. %	25.17	24.74	21.07	21.51
	K <sup>+</sup>	p.p.m.	11.2	10.8	10.9	10.6
		Than's eq. %	4.83	4.84	4.15	4.07
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m.	45.60	44.62	59.30	61.20
		Than's eq. %	37.83	38.41	43.92	44.33
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m.	23.29	22.39	25.14	25.03
		Than's eq. %	31.83	31.83	30.56	29.94
Fe <sup>++</sup>	p.p.m.	0.50	0.21	0.41	0.22	
	Than's eq. %	0.33	0.17	0.15	0.15	
Mn <sup>++</sup>	p.p.m.	0.13	0.04	0.18	0.11	
	Than's eq. %	—	—	0.15	—	
Total	p.p.m.	115.52	111.06	128.63	131.16	
	Than's eq. %	99.99	99.99	100.00	100.00	
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m.	268.5	270.4	326.4	338.1
		Than's eq. %	75.08	78.55	81.55	82.32
	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	p.p.m.	41.6	34.8	34.9	34.8
		Than's eq. %	14.85	12.77	11.13	10.85
	Cl <sup>-</sup>	p.p.m.	20.6	17.0	16.6	16.1
		Than's eq. %	9.90	8.51	7.16	6.69
	PO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	p.p.m.	0.33	0.28	0.29	0.24
		Than's eq. %	0.17	0.18	0.15	0.15
Total	p.p.m.	331.03	322.48	378.19	389.24	
	Than's eq. %	100.00	100.01	99.99	100.01	
Cations + anions, p.p.m.			446.55	433.54	506.82	520.40
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			62.7	47.6	64.7	76.7
Total dissolved substance, p.p.m.			509.25	481.14	571.52	597.10
Alkalinity, W°			4.40	4.43	5.35	5.54
Total hardness° (German scale)			11.74	11.40	14.09	14.33
Carbonate hardness° (German scale)			11.74	11.40	14.09	14.33
Dissolved oxygen, p.p.m.			11.81	11.91	11.30	8.07
pH colorimetrically			8.5	8.5	8.25	8.25
pH electrically			8.58	8.51	8.23	8.31
Air temperature, °C			23.6	27.1	28.1	25.0
Water temperature, °C			26.7	29.6	25.7	25.2
Date of sampling			V. 28.	VI. 27.	VII. 29.	VIII. 28.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
32.6	31.1	30.9	12.8	24.2	29.5	11.3	11.7
20.67	18.70	18.23	14.81	17.02	18.50	16.44	15.36
10.5	9.9	9.9	5.1	8.4	9.0	3.8	4.3
3.93	3.46	3.40	3.44	3.40	3.32	3.36	3.31
61.88	69.81	72.74	40.34	63.26	70.33	32.41	36.03
44.98	48.20	49.39	53.17	51.22	50.72	54.36	54.22
25.35	25.98	25.66	12.78	21.16	23.05	9.32	10.79
30.28	29.50	28.71	27.78	28.20	27.31	25.50	26.81
0.15	0.36	0.42	1.02	0.20	0.27	0.32	0.29
0.14	0.14	0.14	0.79	0.16	0.14	0.34	0.30
0.08	0.11	0.15	0.15	0.07	0.04	0.07	0.07
—	—	0.14	—	—	—	—	—
130.56	137.26	139.77	72.19	117.29	132.19	57.22	63.18
100.00	100.00	100.01	99.99	100.00	99.99	100.00	100.00
331.8	324.2	348.9	131.7	271.0	322.9	106.4	125.4
80.35	80.22	80.45	59.02	73.39	78.25	59.79	63.38
36.4	46.7	44.9	60.3	56.3	46.8	47.7	48.7
12.85	13.60	13.22	34.43	19.34	14.50	34.02	31.08
15.8	15.0	15.7	8.2	14.8	16.8	6.0	6.3
6.65	5.89	6.19	6.28	6.94	6.95	5.84	5.54
0.40	0.52	0.34	0.32	0.52	0.48	0.18	0.08
0.15	0.28	0.14	0.27	0.33	0.30	0.34	—
384.40	386.42	409.84	200.52	342.62	386.98	160.28	180.48
100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00
514.96	523.68	549.61	272.71	459.91	519.17	217.50	243.66
65.5	66.0	68.4	63.7	63.7	67.9	52.0	45.2
580.46	589.68	618.01	336.41	523.61	587.07	269.50	288.86
5.44	5.31	5.72	2.16	4.44	5.29	1.74	2.06
14.50	15.75	16.09	8.59	13.73	15.15	6.68	7.53
14.50	14.90	16.03	6.05	12.45	14.84	4.89	5.76
10.97	11.85	12.84	12.53	13.14	13.44	10.89	10.71
8.4	7.9	8.0	7.55	7.75	7.8	7.6	7.65
8.51	7.88	7.84	7.57	7.76	7.73	7.62	7.64
20.5	11.0	2.0	1.2	1.2	—4.8	10.2	10.2
19.0	9.0	4.0	1.7	2.7	0.0	7.8	9.9
IX. 28.	X. 29.	XI. 28.	XII. 22.	I. 28.	II. 26.	III. 30.	IV. 28.

Table 17

7. Bózsza

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m.	12.8	17.1	19.3	15.2
		Than's eq.‰	18.01	19.02	20.79	19.76
	K <sup>+</sup>	p.p.m.	5.8	7.6	8.0	6.4
		Than's eq.‰	4.82	4.88	4.95	4.79
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m.	32.88	40.73	41.89	36.37
		Than's eq.‰	52.73	52.19	51.73	54.19
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m.	8.83	10.70	10.89	8.59
		Than's eq.‰	23.47	22.62	22.03	20.96
Fe <sup>++</sup>	p.p.m.	0.51	0.91	0.44	0.31	
	Than's eq.‰	0.64	0.77	0.50	0.30	
Mn <sup>++</sup>	p.p.m.	0.22	0.45	0.13	0.09	
	Than's eq.‰	0.32	0.51	—	—	
Total	p.p.m.	61.04	77.49	80.65	66.96	
	Than's eq.‰	99.99	99.99	100.00	100.00	
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m.	136.1	179.8	202.6	155.4
		Than's eq.‰	73.60	78.67	84.05	77.51
	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	p.p.m.	31.5	29.8	21.0	27.8
		Than's eq.‰	21.78	16.53	11.14	17.63
	Cl <sup>-</sup>	p.p.m.	4.6	5.8	5.9	5.5
		Than's eq.‰	4.29	4.27	4.30	4.86
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>	p.p.m.	0.38	0.66	0.68	0.08
		Than's eq.‰	0.33	0.53	0.51	—
Total	p.p.m.	172.58	216.06	230.18	188.78	
	Than's eq.‰	100.00	100.00	100.00	100.00	
Cations + anions, p.p.m.			233.62	293.55	310.83	255.74
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			61.6	68.4	68.4	75.9
Total dissolved substance, p.p.m.			295.22	361.95	379.23	331.64
Alkalinity, W <sup>o</sup>			2.23	2.95	3.32	2.55
Total hardness <sup>o</sup> (German scale)			6.63	8.16	8.37	7.07
Carbonate hardness <sup>o</sup> (German scale)			6.26	8.16	8.37	7.07
Dissolved oxygen, p.p.m.			7.90	9.17	11.63	12.15
p <sub>H</sub> colorimetrically			8.0	7.7	8.55	8.35
p <sub>H</sub> electrically			8.29	7.72	8.58	8.41
Air temperature, °C			23.3	26.1	25.2	18.0
Water temperature, °C			21.6	24.4	21.2	16.4
Date of sampling			V. 27.	VI. 26.	VII. 31.	VIII. 31.

river I

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
16.0	12.9	13.3	11.1	11.5	12.3	6.5	7.6
20.05	17.95	18.24	15.89	16.50	17.21	16.28	17.37
7.3	6.4	5.7	6.0	6.1	5.5	4.2	4.9
5.44	5.45	4.72	4.97	5.28	4.55	6.40	6.84
36.03	32.75	33.18	33.44	33.10	33.79	19.13	20.34
51.58	52.24	52.20	55.30	54.46	54.55	55.23	53.16
9.32	8.90	9.27	8.59	8.38	8.59	4.50	5.13
22.06	23.40	23.90	23.18	22.77	23.05	21.51	22.10
0.49	0.56	0.54	0.39	0.53	0.27	0.26	0.24
0.57	0.64	0.63	0.33	0.66	0.32	0.58	0.53
0.26	0.26	0.20	0.22	0.22	0.15	0.07	0.11
0.29	0.32	0.31	0.33	0.33	0.32	—	—
69.40	61.77	62.19	59.74	59.83	60.60	34.66	38.32
99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
161.5	128.5	133.9	104.5	119.0	119.7	50.0	64.6
77.26	69.41	70.06	58.97	65.44	66.44	49.10	55.50
29.5	35.3	36.8	47.5	39.9	38.8	35.4	35.9
17.78	24.34	24.52	34.14	27.85	27.46	44.31	39.27
5.5	6.2	5.7	7.2	6.9	6.3	3.8	3.7
4.66	5.92	5.10	6.90	6.38	6.10	6.59	5.23
0.36	0.16	0.26	0.03	0.22	0.08	0.03	0.02
0.29	0.33	0.32	—	0.33	—	—	—
196.86	170.16	176.66	159.23	166.02	164.88	89.23	104.22
99.99	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	100.00
266.26	231.93	238.85	218.97	225.85	225.48	123.89	142.54
70.2	69.7	65.0	67.3	56.4	64.2	54.3	55.1
336.46	301.63	303.85	286.27	282.25	289.68	178.19	197.64
2.65	2.11	2.20	1.71	1.95	1.96	0.82	1.06
7.19	6.63	6.78	6.66	6.56	6.71	3.72	4.03
7.19	5.91	6.15	4.80	5.47	5.50	2.30	2.97
9.56	12.28	12.13	12.66	13.14	12.07	11.09	10.97
7.8	7.6	7.8	7.55	7.65	7.5	7.35	8.3
7.79	7.71	7.77	7.49	7.68	7.40	7.38	8.29
18.9	9.7	9.8	0.7	3.0	-1.6	9.0	12.7
14.5	6.5	5.9	0.0	1.3	0.0	7.4	14.8
IX. 30.	X. 30.	XI. 30.	XII. 23.	I. 30.	II. 27.	III. 31.	IV. 29.

Table 18

8. Bózsza

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	13.0 17.95	16.0 19.44	17.6 20.27	14.1 18.65
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	6.7 5.45	9.1 6.48	9.4 6.40	7.2 5.50
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	33.31 53.21	36.50 51.27	38.18 50.67	35.17 53.52
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	8.46 22.44	9.23 21.41	9.79 21.33	8.80 22.02
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	0.55 0.64	0.91 0.84	0.77 0.80	0.38 0.31
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	0.22 0.32	0.51 0.56	0.61 0.53	0.13 —
	Total	p.p.m. Than's eq.‰	62.24 100.01	72.25 100.00	76.35 100.00	65.78 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	138.0 74.10	163.0 78.76	181.1 82.04
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	28.8 19.67	25.5 15.63	20.6 11.88	23.9 15.63
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	6.0 5.57	6.0 5.01	7.2 5.52	6.4 5.63
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	0.72 0.66	0.48 0.59	0.76 0.55	0.24 0.31
Total		p.p.m. Than's eq.‰	173.52 100.00	194.98 99.99	209.66 99.99	183.74 100.01
Cations + anions, p.p.m.			235.76	267.23	286.01	249.52
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			57.7	71.2	59.0	70.5
Total dissolved substance, p.p.m.			293.46	338.43	345.01	320.02
Alkalinity, W°			2.26	2.67	2.97	2.51
Total hardness° (German scale)			6.61	7.23	7.60	6.95
Carbonate hardness° (German scale)			6.34	7.23	7.60	6.95
Dissolved oxygen, p.p.m.			9.81	10.32	11.94	10.01
pH colorimetrically			8.4	8.0	8.55	8.15
pH electrically			8.49	8.09	8.58	8.21
Air temperature, °C			23.5	30.3	26.0	16.3
Water temperature, °C			26.8	27.3	25.3	15.1
Date of sampling			V. 27.	VI. 26.	VII. 31.	VIII. 31.

river II.

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
14.9	13.1	13.3	10.6	11.4	11.9	6.8	7.3
19.35	18.27	18.24	15.07	16.33	17.81	15.87	15.84
7.1	6.4	5.8	5.7	5.2	4.9	4.3	4.6
5.36	5.13	4.72	5.14	4.33	4.11	5.82	5.94
35.34	33.10	33.10	32.58	33.10	32.23	21.89	22.24
52.38	52.88	51.89	55.48	55.00	55.14	57.67	54.95
9.11	8.59	9.32	8.27	8.69	8.06	4.50	5.65
22.32	22.44	24.21	23.29	23.67	22.60	19.58	22.77
0.37	0.79	0.63	0.67	0.39	0.27	0.53	0.34
0.30	0.96	0.63	0.68	0.33	0.34	1.06	0.50
0.15	0.15	0.15	0.26	0.15	0.07	0.13	0.11
0.30	0.32	0.31	0.34	0.33	—	—	—
66.97	62.13	62.30	58.08	58.93	57.43	38.15	40.24
100.01	100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00
152.0	128.5	135.2	101.3	120.3	114.0	59.5	70.3
76.15	71.04	71.38	59.07	67.47	66.55	52.97	58.67
28.3	32.8	33.8	45.0	36.4	35.8	36.6	33.6
18.04	22.90	22.51	33.45	26.03	26.69	41.08	35.71
6.2	6.5	6.4	7.3	6.9	6.7	4.0	4.0
5.50	6.06	5.79	7.47	6.51	6.76	5.95	5.61
0.32	0.14	0.16	0.14	0.08	0.12	0.06	0.01
0.31	—	0.32	—	—	—	—	—
186.82	167.94	175.56	153.74	163.68	156.62	100.16	107.91
100.00	100.00	100.00	99.99	100.01	100.00	100.00	99.99
253.79	230.07	237.86	211.82	222.61	214.05	138.31	148.15
62.4	70.5	58.5	68.9	57.2	60.1	55.4	57.2
316.19	300.57	296.36	280.72	279.81	274.15	193.71	205.35
2.49	2.11	2.22	1.66	1.97	1.87	0.98	1.15
7.05	6.61	6.78	6.47	6.63	6.37	4.10	4.42
6.98	5.91	6.21	4.65	5.53	5.24	2.74	3.23
10.97	12.50	13.16	13.56	13.14	13.62	11.30	11.24
8.5	8.1	8.05	7.6	7.65	7.3	7.4	7.75
8.68	8.29	8.05	7.56	7.68	7.30	7.40	7.70
20.1	10.0	9.9	0.4	2.0	—2.0	9.7	13.6
18.2	9.8	6.0	0.0	0.0	0.0	7.0	10.2
IX. 30.	X. 30.	XI. 30.	XII. 23.	I. 30.	II. 27.	III. 31.	IV. 29.

**Table 19**  
9. Ronyva

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m.	20.4	27.8	76.5	29.5
		Than's eq. %	19.87	24.49	38.28	28.96
	K <sup>+</sup>	p.p.m.	8.2	11.9	22.6	11.8
		Than's eq. %	4.69	6.12	6.67	6.79
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m.	45.94	47.29	66.88	39.82
		Than's eq. %	51.12	48.16	38.39	45.02
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m.	12.51	12.17	16.76	9.74
		Than's eq. %	22.99	20.41	15.86	18.10
Fe <sup>++</sup>	p.p.m.	1.12	0.80	0.71	1.11	
	Than's eq. %	0.89	0.61	0.34	0.90	
Mn <sup>++</sup>	p.p.m.	0.43	0.31	1.24	0.41	
	Than's eq. %	0.44	0.20	0.46	0.23	
Total	p.p.m.	88.60	100.27	184.69	92.38	
	Than's eq. %	100.00	99.99	100.00	100.00	
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m.	203.9	193.8	339.4	176.3
		Than's eq. %	74.06	65.43	62.12	63.94
	SO <sup>--</sup>	p.p.m.	30.6	41.6	31.5	36.1
		Than's eq. %	14.19	17.90	7.37	16.59
	Cl <sup>-</sup>	p.p.m.	17.8	27.0	81.8	27.9
		Than's eq. %	11.09	15.64	25.81	17.48
PO <sub>4</sub> <sup>----</sup>	p.p.m.	0.91	1.45	13.20	2.80	
	Than's eq. %	0.66	1.03	4.69	1.99	
Total	p.p.m.	253.21	263.85	465.90	243.10	
	Than's eq. %	100.00	100.00	99.99	100.00	
Cations + anions, p.p.m.			341.81	364.12	650.59	335.48
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			26.5	37.2	60.1	55.9
Total dissolved substance, p.p.m.			368.31	401.32	710.69	391.38
Alkalinity, W <sup>o</sup>			3.34	3.18	5.56	2.89
Total hardness <sup>o</sup> (German scale)			9.31	9.42	13.22	7.82
Carbonate hardness <sup>o</sup> (German scale)			9.31	8.90	13.22	7.82
Dissolved oxygen, p.p.m.			6.83	3.52	14.71	0.86
pH colorimetrically			7.7	7.2	8.1	7.15
pH electrically			7.77	7.13	8.13	7.22
Air temperature, °C			23.4	30.4	26.1	29.5
Water temperature, °C			23.5	26.6	22.0	19.8
Date of sampling			V. 27.	VI. 28.	VII. 30.	VIII. 29.

River

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
34.0	25.7	28.3	15.3	22.2	26.4	8.7	10.1
30.71	24.83	24.60	17.91	21.27	25.05	16.81	16.54
13.2	10.0	9.5	7.6	8.5	7.4	3.8	4.7
7.05	5.76	4.80	5.23	4.82	4.14	4.42	4.51
42.75	42.92	48.78	36.89	46.03	44.82	24.82	28.10
44.40	47.45	48.60	50.69	50.44	48.80	54.87	52.63
10.16	11.73	13.20	11.21	12.88	12.15	6.28	8.27
17.22	21.29	21.60	25.34	23.25	21.79	23.01	25.56
0.54	0.51	0.64	0.72	0.30	0.21	0.57	0.67
0.41	0.44	0.40	0.83	0.22	0.22	0.88	0.75
0.18	0.18	0.11	0.13	0.11	0.11	0.09	0.13
0.21	0.22	—	—	—	—	—	—
100.83	91.04	100.53	71.85	90.02	91.09	44.26	51.97
100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.99
190.0	168.1	215.9	113.3	155.8	177.3	71.6	93.7
62.32	62.44	68.21	53.45	58.35	62.99	52.47	59.69
35.8	38.3	40.6	54.7	53.7	45.9	39.3	36.9
15.03	18.10	16.18	32.76	25.63	20.78	36.77	29.84
35.8	28.8	26.8	16.2	23.4	25.0	8.5	9.5
20.24	18.33	14.64	13.22	15.10	15.37	10.76	10.47
3.80	1.52	1.60	0.48	1.14	1.33	0.14	0.10
2.40	1.13	0.96	0.57	0.92	0.87	—	—
265.40	236.72	284.90	184.68	234.04	249.53	119.54	140.20
99.99	100.00	99.99	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00
366.23	327.76	385.43	256.53	324.06	340.62	163.80	192.17
58.2	54.6	47.6	62.7	61.2	49.7	44.2	41.3
424.43	382.36	433.03	319.23	385.26	390.32	208.00	233.47
3.11	2.76	3.54	1.86	2.55	2.91	1.17	1.54
8.32	8.71	9.87	7.74	9.41	9.07	4.92	5.84
8.32	7.73	9.87	5.21	7.16	8.15	3.29	4.31
2.60	3.30	1.32	9.51	6.61	4.46	10.58	9.11
7.25	7.3	7.3	7.3	7.4	7.2	7.45	7.55
7.44	7.28	7.28	7.41	7.42	7.10	7.40	7.45
22.3	11.5	9.4	—0.8	2.4	—1.2	14.2	14.9
15.0	9.9	4.2	0.0	0.1	0.0	8.0	11.3
IX. 29.	X. 30.	XI. 30.	XII. 23.	I. 30.	II. 26.	III. 30.	IV. 29.

**Table 20**  
10. Hotyka

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	16.3 15.85	dried up	dried up	dried up
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	10.5 6.03			
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	44.13 49.11			
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	12.93 23.66			
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	4.61 3.57			
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	2.16 1.78			
	Total	p.p.m. Than's eq.‰	90.63 100.00			
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.‰			
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	26.2 12.39			
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	14.5 9.23			
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq.‰	0.56 0.45			
Total		p.p.m. Than's eq.‰	252.16 100.00			
Cations + anions, p.p.m.			342.79			
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			12.2			
Total dissolved substance, p.p.m.			354.99			
Alkalinity, W°			3.46			
Total hardness° (German scale)			9.10			
Carbonate hardness° (German scale)			9.10			
Dissolved oxygen, p.p.m.			0.16			
pH colorimetrically			7.4			
pH electrically			7.22			
Air temperature, °C			16.5			
Water temperature, °C			19.5			
Date of sampling			V. 27.	VI. 26.	VII. 30.	VIII. 29.

*river*

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
dried up		15.0 18.90	9.0 19.50	11.5 18.32	12.0 17.57	7.2 17.32	6.2 16.77
		4.7 3.49	3.3 4.00	5.0 4.76	3.5 3.04	2.6 3.91	2.8 4.35
		37.75 54.65	21.37 53.50	29.48 53.85	34.13 57.43	20.00 55.87	17.93 55.28
		9.53 22.67	5.45 22.50	7.54 22.71	7.86 21.96	4.82 22.35	4.50 22.98
		0.28 0.29	0.30 0.50	0.17 0.37	0.14 —	0.17 0.56	0.41 0.62
		0.07 —	0.04 —	0.04 —	0.02 —	0.04 —	0.09 —
		67.33 100.00	39.46 100.00	53.73 100.01	57.65 100.00	34.83 100.01	31.93 100.00
		159.6 76.83	58.3 49.74	99.4 61.98	107.6 61.97	50.0 46.07	46.2 47.50
		25.3 15.54	39.1 42.41	33.1 26.24	36.1 26.41	38.3 44.94	35.3 45.63
		9.0 7.33	5.4 7.85	10.2 11.03	11.7 11.62	5.7 8.99	3.8 6.87
		0.28 0.29	0.10 —	0.56 0.76	0.15 —	0.08 —	0.00 —
		194.18 99.99	102.90 100.00	143.26 100.01	155.55 100.00	94.08 100.01	85.30 100.00
		261.51 40.0 301.51	142.36 61.4 203.76	196.99 44.5 241.49	213.20 41.6 254.80	128.91 54.1 183.01	117.23 58.2 175.43
		2.62 7.48 7.33 13.99	0.95 4.25 2.68 12.42	1.63 5.86 4.57 13.23	1.76 6.59 4.95 13.43	0.82 3.91 2.30 10.86	0.76 3.55 2.12 10.63
		7.8 7.81 1.2 1.5	7.25 7.30 1.5 1.4	7.6 7.40 0.9 0.0	7.5 7.47 —1.8 0.0	7.4 7.42 9.2 7.8	7.25 7.25 11.5 11.9
IX. 29.	X. 29.	XI. 28.	XII. 22.	I. 28.	II. 27.	III. 31.	IV. 29.

Table 21  
II. Radvány

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰	dried up	dried up	dried up	dried up
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Total	p.p.m. Than's eq.‰				
Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Cl <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>	p.p.m. Than's eq.‰				
	Total	p.p.m. Than's eq.‰				
Cations + anions, p.p.m.						
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.						
Total dissolved substance, p.p.m.						
Alkalinity, W <sup>o</sup>						
Total hardness <sup>o</sup> (German scale)						
Carbonate hardness <sup>o</sup> (German scale)						
Dissolved oxygen, p.p.m.						
pH colorimetrically						
pH electrically						
Air temperature, °C						
Water temperature, °C						
Date of sampling			V. 27.	VI. 26.	VII. 30.	VIII. 29.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
dried up	dried up	dried up		8.9 18.06	10.2 22.00	7.4 18.93	9.1 18.10
				3.6 4.17	2.1 2.50	1.4 2.96	2.1 2.26
				22.75 52.31	20.69 51.50	18.27 53.85	23.27 52.49
				6.49 24.54	5.87 24.00	5.03 24.26	6.91 25.79
				0.48 0.93	0.06 —	0.11 —	0.68 0.90
				0.03 —	0.00 —	0.02 —	0.18 0.45
				42.25 100.01	38.92 100.00	32.23 100.00	42.24 99.99
				50.0 38.86	56.4 47.18	43.7 42.60	79.2 59.91
				56.3 55.45	45.2 48.21	44.2 54.44	41.2 39.63
				4.2 5.69	3.3 4.62	1.8 2.96	0.5 0.46
				0.14 —	0.12 —	0.03 —	0.08 —
				110.64 100.00	105.02 100.01	89.73 100.00	120.98 100.00
				152.89 56.9	143.94 26.8	121.96 48.1	163.22 32.5
				209.79	170.74	170.06	195.72
				0.82 4.68	0.92 4.25	0.72 3.72	1.30 4.85
				2.30 12.12	2.59 11.80	2.01 12.36	3.64 9.93
				7.1 7.12	7.2 7.20	8.8 8.80	7.55 7.45
				3.2 0.0	—2.0 0.0	6.1 8.0	14.2 13.8
IX. 29.	X. 29.	XI. 28.	XII. 22.	I. 30.	II. 27.	III. 31.	IV. 28.

Table 22

12. Tolcsva

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.%	15.0 13.63	16.3 13.03	18.2 13.55	17.5 13.31
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq.%	7.0 3.77	4.0 1.83	5.9 2.57	8.4 3.68
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.%	54.60 57.02	60.93 55.78	64.30 55.06	63.26 55.17
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.%	14.51 24.95	18.77 28.26	20.01 28.13	18.33 26.44
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.%	0.47 0.42	0.87 0.55	0.39 0.17	1.22 0.70
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq.%	0.22 0.21	0.83 0.55	0.91 0.51	1.18 0.70
	Total	p.p.m. Than's eq.%	91.80 100.00	101.70 100.00	109.71 99.99	109.89 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq.%	222.3 78.11	252.3 78.41	285.6 81.39
SO <sub>4</sub> <sup>- -</sup>		p.p.m. Than's eq.%	31.2 13.95	37.6 14.77	30.8 11.13	36.3 13.64
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq.%	12.4 7.51	12.2 6.44	14.3 6.96	13.6 6.82
PO <sub>4</sub> <sup>- - -</sup>		p.p.m. Than's eq.%	0.60 0.43	0.56 0.38	1.04 0.52	0.68 0.36
Total		p.p.m. Than's eq.%	266.50 100.00	302.66 100.00	331.74 100.00	319.68 99.99
Cations + anions, p.p.m.			358.30	404.36	441.45	429.57
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			41.6	48.6	46.0	51.5
Total dissolved substance, p.p.m.			399.90	452.96	487.45	481.07
Alkalinity, W°			3.64	4.14	4.68	4.41
Total hardness° (German scale)			10.98	12.85	13.60	13.08
Carbonate hardness° (German scale)			10.21	11.60	13.12	12.37
Dissolved oxygen, p.p.m.			11.61	8.90	6.71	3.47
p <sub>H</sub> colorimetrically			8.2	7.6	7.8	7.35
p <sub>H</sub> electrically			8.29	7.58	7.80	7.33
Air temperature, °C			21.5	29.0	27.2	26.4
Water temperature, °C			25.4	28.2	23.2	21.6
Date of sampling			V. 28.	VI. 27.	VII. 30.	VIII. 29.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
15.7	12.2	13.7	8.3	10.4	11.8	5.5	6.6
12.62	11.21	12.71	12.54	11.87	12.53	12.97	13.12
10.0	7.0	5.5	4.5	5.2	4.9	3.0	3.2
4.82	3.81	2.97	3.83	3.43	2.95	4.32	3.62
61.54	55.16	54.99	33.44	45.16	48.44	21.03	25.51
56.96	58.14	58.05	58.19	59.37	59.46	56.76	57.47
16.03	14.98	14.66	8.69	11.52	12.47	5.76	6.81
24.49	26.00	25.64	24.74	25.07	25.06	25.41	25.34
0.50	0.82	0.60	0.47	0.18	0.12	0.27	0.20
0.37	0.63	0.42	0.70	0.26	—	0.54	0.45
1.14	0.40	0.31	0.13	0.11	0.07	0.04	0.04
0.74	0.21	0.21	—	—	—	—	—
104.91	90.56	89.76	55.53	72.57	77.80	35.60	42.36
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
278.0	218.1	224.8	104.5	165.3	174.8	57.6	78.5
84.76	77.32	78.97	62.64	73.24	72.77	51.37	60.28
22.7	36.1	34.1	39.9	34.5	38.3	37.3	34.9
8.74	16.20	15.24	30.40	19.46	20.36	42.62	34.11
11.8	9.8	9.7	6.5	9.2	9.7	3.8	4.2
6.13	6.05	5.79	6.59	7.03	6.87	6.01	5.61
0.48	0.56	0.12	0.22	0.24	0.14	0.06	0.07
0.37	0.43	—	0.37	0.27	—	—	—
312.98	264.56	268.72	151.12	209.24	222.94	98.76	117.67
100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
417.89	355.12	358.48	206.65	281.81	300.74	134.36	160.03
41.9	47.6	42.4	62.7	49.1	41.1	45.0	46.8
459.79	402.72	400.88	269.35	330.91	341.84	179.36	206.83
4.56	3.58	3.68	1.71	2.71	2.86	0.94	1.29
12.30	11.15	11.08	6.68	8.97	9.65	4.27	5.14
12.30	10.02	10.33	4.80	7.59	8.03	2.65	3.61
4.91	8.56	10.09	12.46	13.54	12.73	9.84	9.28
7.3	7.45	7.55	7.55	7.7	7.5	7.35	7.90
7.41	7.41	7.35	7.56	7.67	7.52	7.35	7.80
19.5	10.7	1.8	2.3	0.7	—1.3	15.7	12.2
16.2	10.7	2.8	2.7	0.3	0.8	10.8	11.2
IX. 29.	X. 29.	XI. 28.	XII. 22.	I. 28.	II. 26.	III. 30.	IV. 28.

**Table 23**  
13. Bényei

			1	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	19.5 20.33	21.6 20.94	19.8 22.99	27.3 26.62
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	10.7 6.46	13.0 7.35	10.9 7.49	12.0 6.94
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	44.56 53.11	46.95 52.12	37.49 50.00	43.10 48.10
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	9.83 19.38	10.38 18.93	8.43 18.45	9.84 18.12
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.80 0.72	0.64 0.44	0.80 0.80	0.37 0.22
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.13 —	0.18 0.22	0.33 0.27	0.07 —
	Total	p.p.m. Than's eq. %	85.52 100.00	92.75 100.00	77.75 100.00	92.68 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	184.3 73.84	209.3 78.67	178.6 80.05
SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	29.3 14.91	21.9 10.55	19.1 10.93	55.0 26.14
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	15.5 10.76	15.0 9.63	9.8 7.65	11.9 7.73
PO <sub>4</sub> <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	0.80 0.49	1.44 1.15	1.44 1.37	1.08 0.68
Total		p.p.m. Than's eq. %	229.90 100.00	247.64 100.00	208.94 100.00	243.98 100.00
Cations + anions, p.p.m.			315.42	340.39	286.69	336.66
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			65.5	84.5	81.1	79.8
Total dissolved substance, p.p.m.			380.92	424.89	367.79	416.46
Alkalinity, W°			3.02	3.43	2.93	2.88
Total hardness° (German scale)			8.50	8.97	7.19	8.30
Carbonate hardness° (German scale)			8.47	8.97	7.19	8.09
Dissolved oxygen, p.p.m.			11.42	7.36	6.87	8.29
p <sub>H</sub> colorimetrically			8.1	7.7	7.7	7.65
p <sub>H</sub> electrically			8.17	7.73	7.70	7.72
Air temperature, °C			21.2	26.5	25.3	21.7
Water temperature, °C			16.2	20.6	20.9	15.8
Date of sampling			V. 28.	VI. 27.	VII. 30.	VIII. 29.

river

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
18.2	22.8	16.8	13.2	14.7	16.4	9.5	9.6
19.46	22.30	18.34	17.22	17.93	17.84	18.72	18.34
11.0	11.2	8.5	8.7	9.0	8.9	5.4	5.1
6.90	6.53	5.53	6.65	6.44	5.78	6.39	5.68
44.47	45.16	43.80	36.20	39.48	44.65	23.79	25.00
54.68	50.68	54.77	54.38	55.18	56.03	54.34	54.59
9.22	10.89	10.06	8.59	8.69	9.74	5.34	5.86
18.72	20.05	20.85	21.15	19.89	20.10	20.09	20.96
0.26	0.60	0.52	0.67	0.49	0.37	0.39	0.37
0.25	0.45	0.50	0.60	0.56	0.25	0.46	0.44
0.00	0.11	0.07	0.11	0.09	0.11	0.07	0.11
—	—	—	—	—	—	—	—
83.15	90.76	79.75	67.47	72.45	80.17	44.49	46.04
100.01	100.01	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.01
195.7	178.2	181.7	119.0	143.1	160.2	58.3	64.0
79.85	67.91	77.00	61.32	67.92	68.85	43.78	47.30
18.7	45.7	23.9	38.9	32.6	35.0	49.0	46.4
9.70	22.09	12.92	25.47	19.65	19.11	47.00	43.69
13.8	14.0	13.9	14.7	14.9	16.0	7.2	6.8
9.70	9.30	10.08	12.89	12.14	11.78	9.22	8.56
0.80	0.80	0.05	0.36	0.44	0.44	0.10	0.26
0.75	0.70	—	0.31	0.29	0.26	—	0.45
229.00	238.70	219.55	172.96	191.04	211.64	114.60	117.46
100.00	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00
312.15	329.46	299.30	240.43	263.49	291.81	159.09	163.50
73.3	81.9	77.0	81.4	63.2	68.9	50.2	48.9
385.45	411.36	376.30	321.83	326.69	360.71	209.29	212.40
3.21	2.92	2.98	1.95	2.35	2.63	0.95	1.05
8.35	8.83	8.44	7.04	7.53	8.49	4.56	4.85
8.35	8.19	8.35	5.47	6.58	7.36	2.68	2.94
9.46	10.42	13.39	12.68	13.87	13.61	9.90	9.26
7.75	7.65	7.9	7.7	7.75	7.7	7.4	7.55
7.93	7.70	7.85	7.62	7.77	7.72	7.40	7.40
18.6	11.2	1.8	2.2	-0.8	-1.2	16.4	12.2
13.3	8.6	2.0	2.9	0.1	0.0	11.1	9.6
IX. 29.	X. 29.	XI. 28.	XII. 22.	I. 28.	II. 26.	III. 30.	IV. 28.

**Table 24**  
14. Bodrog

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	10.9 13.09	21.6 21.22	13.7 14.32	14.5 15.48
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	2.8 1.95	5.1 2.93	4.5 2.67	4.7 2.95
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	44.65 61.84	48.33 54.40	49.13 59.47	48.96 59.95
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	9.67 22.00	11.06 20.54	11.73 23.30	10.27 20.64
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.87 0.84	0.76 0.68	0.23 0.24	0.74 0.74
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.17 0.28	0.37 0.23	0.04 —	0.29 0.24
	Total	p.p.m. Than's eq. %	69.06 100.00	87.22 100.00	79.33 100.00	79.46 100.00
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	169.7 80.11	217.5 80.91	193.8 78.66
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		p.p.m. Than's eq. %	21.5 12.97	18.7 8.86	24.5 12.66	26.5 13.72
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	8.5 6.92	15.8 10.23	12.3 8.68	10.0 6.98
PO <sub>4</sub> <sup>---</sup>		p.p.m. Than's eq. %	0.04 —	0.05 —	0.08 —	0.01 —
Total		p.p.m. Than's eq. %	199.74 100.00	252.05 100.00	230.68 100.00	230.31 100.00
Cations + anions, p.p.m.			268.80	339.27	310.01	309.77
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			10.1	15.3	10.9	19.8
Total dissolved substance, p.p.m.			278.90	354.57	320.91	329.57
Alkalinity, W°			2.78	3.56	3.17	3.18
Total hardness° (German scale)			8.47	9.31	9.58	9.22
Carbonate hardness° (German scale)			7.80	9.31	8.90	8.90
Dissolved oxygen, p.p.m.			3.46	0.0	8.19	1.53
pH colorimetrically			7.5	7.4	7.75	7.3
pH electrically			7.65	7.36	7.86	7.33
Air temperature, °C			19.5	32.2	25.9	16.2
Water temperature, °C			19.5	25.3	24.8	20.0
Date of sampling			V. 27.	VI. 26.	VII. 31.	VIII. 31.

river I

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
10.0	8.4	6.0	5.1	10.8	11.0	4.4	4.2
12.18	11.88	10.88	10.14	14.64	12.94	8.60	8.04
3.9	3.2	2.5	2.3	2.9	2.9	1.6	1.9
2.83	2.64	2.51	2.76	2.18	1.89	1.81	2.23
44.82	38.44	30.00	27.58	39.30	47.06	29.48	29.65
63.17	63.37	62.34	63.13	61.06	63.34	66.52	66.07
9.22	7.96	6.49	6.07	8.38	9.64	5.97	6.28
21.53	21.45	22.18	23.04	21.50	21.29	22.17	23.21
0.42	0.50	1.48	0.47	0.43	0.37	0.56	0.37
0.28	0.66	2.09	0.92	0.62	0.27	0.90	0.45
0.09	0.09	0.09	0.04	0.07	0.15	0.07	0.07
—	—	—	—	—	0.27	—	—
68.45	58.59	46.56	41.56	61.88	71.12	42.08	42.47
99.99	100.00	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.00
166.8	139.3	101.6	88.7	139.3	167.2	96.2	100.7
78.67	77.03	72.29	70.39	74.03	75.90	72.81	75.69
22.7	22.5	23.9	22.2	26.0	28.0	22.0	19.5
13.54	15.88	21.65	22.33	17.53	16.07	21.20	18.81
9.5	7.5	5.0	5.2	9.2	10.3	4.5	4.2
7.78	7.09	6.06	7.28	8.44	8.03	5.99	5.50
0.01	0.02	0.05	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00
—	—	—	—	—	—	—	—
199.01	169.32	130.55	116.10	174.53	205.54	122.73	124.40
99.99	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
267.46	227.91	177.11	157.66	236.41	276.66	164.81	166.87
12.2	12.2	12.5	31.7	22.1	15.1	13.8	15.3
279.66	240.11	189.61	189.36	258.51	291.76	178.61	182.17
2.73	2.28	1.67	1.45	2.28	2.74	1.58	1.65
8.40	7.21	5.69	5.26	7.43	8.81	5.50	5.60
7.67	6.40	4.67	4.07	6.40	7.68	4.42	4.63
3.20	8.78	11.23	12.64	9.29	7.05	10.43	9.91
7.25	7.4	7.6	7.5	7.5	7.25	7.6	7.6
7.39	7.43	7.55	7.55	7.51	7.20	7.60	7.48
19.1	12.1	7.8	0.6	3.8	-1.4	8.7	14.0
15.9	9.5	3.6	0.5	0.0	0.0	7.2	11.0
IX. 30.	X. 30.	XI. 30.	XII. 23.	I. 27.	II. 27.	III. 31.	IV. 29.

**Table 25**  
15. Bodrog

			1.	2.	3.	4.
Cations	Na <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	10.0 12.18	16.0 16.05	14.3 16.02	14.0 15.40
	K <sup>+</sup>	p.p.m. Than's eq. %	2.7 1.98	4.3 2.56	4.3 2.84	5.0 3.28
	Ca <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	44.13 62.32	50.66 58.84	45.51 58.66	44.82 56.31
	Mg <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	9.73 22.66	11.33 21.63	10.32 21.96	11.78 24.24
	Fe <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.69 0.57	0.71 0.70	0.44 0.52	0.63 0.51
	Mn <sup>++</sup>	p.p.m. Than's eq. %	0.26 0.28	0.29 0.23	0.09 —	0.33 0.25
	Total	p.p.m. Than's eq. %	67.51 99.99	83.29 100.01	74.96 100.00	76.51 99.99
	Anions	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	p.p.m. Than's eq. %	165.3 79.24	204.5 80.53	183.0 79.79
SO <sub>4</sub> <sup>- -</sup>		p.p.m. Than's eq. %	22.4 13.74	21.4 10.82	21.0 11.70	34.5 18.37
Cl <sup>-</sup>		p.p.m. Than's eq. %	8.6 7.02	12.7 8.65	11.3 8.51	10.0 7.14
PO <sub>4</sub> <sup>- - -</sup>		p.p.m. Than's eq. %	0.04 —	0.08 —	0.10 —	0.03 —
Total		p.p.m. Than's eq. %	196.34 100.00	238.68 100.00	215.40 100.00	222.83 100.00
Cations + anions, p.p.m.			263.85	321.97	290.36	299.34
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , p.p.m.			9.1	12.7	11.7	20.5
Total dissolved substance, p.p.m.			272.95	334.67	302.06	319.84
Alkalinity, W <sup>o</sup>			2.71	3.35	3.00	2.92
Total hardness <sup>o</sup> (German scale)			8.41	9.70	8.74	8.97
Carbonate hardness <sup>o</sup> (German scale)			7.59	9.40	8.41	8.19
Dissolved oxygen, p.p.m.			4.49	6.99	8.35	0.26
p <sub>H</sub> colorimetrically			7.5	7.5	7.95	7.3
p <sub>H</sub> electrically			7.7	7.51	8.06	7.38
Air temperature, °C			19.2	27.6	25.2	20.9
Water temperature, °C			20.8	27.0	25.2	19.8
Date of sampling			V. 28.	VI. 27.	VII. 30.	VIII. 29.

## river II

5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.
9.1	8.1	6.1	5.0	10.6	10.3	4.3	3.8
12.86	11.67	10.79	9.61	14.20	13.01	8.84	7.58
3.6	3.1	2.9	2.7	2.8	2.8	1.8	1.7
2.89	2.67	2.90	3.06	2.16	2.02	1.86	1.90
39.13	38.10	30.68	29.30	40.34	44.13	28.44	28.96
62.70	63.33	63.49	63.76	62.04	63.58	66.05	68.25
8.06	7.85	5.55	6.07	8.38	8.90	5.76	5.65
21.22	21.67	19.09	21.83	21.30	21.10	21.86	21.80
0.32	0.57	2.39	1.06	0.29	0.31	0.87	0.39
0.32	0.67	3.32	1.75	0.31	0.29	1.39	0.47
0.04	0.09	0.26	0.10	0.07	0.13	0.09	0.07
—	—	0.41	—	—	—	—	—
60.25	57.81	47.88	44.23	62.48	66.57	41.26	40.57
99.99	100.01	100.00	100.01	100.01	100.00	100.00	100.00
142.5	138.4	99.4	91.8	145.0	153.2	90.6	96.2
76.97	77.74	70.56	68.95	75.56	74.70	71.50	76.33
23.5	21.7	26.3	25.3	25.2	27.2	22.4	18.2
16.12	15.41	23.81	24.20	16.51	16.96	22.71	18.36
7.5	7.0	4.7	5.4	8.9	9.8	4.3	4.0
6.91	6.85	5.63	6.85	7.94	8.33	5.80	5.31
0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00
—	—	—	—	—	—	—	—
173.53	167.12	130.46	122.50	179.10	190.24	117.33	118.40
100.00	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	100.01	100.00
233.78	224.93	178.34	166.73	241.58	256.81	158.59	158.97
10.9	10.1	5.2	33.8	17.7	13.5	13.3	12.2
244.68	235.03	183.54	200.53	259.28	270.31	171.89	171.17
2.34	2.27	1.63	1.51	2.38	2.51	1.48	1.58
7.33	7.14	5.57	5.50	7.58	8.23	5.31	5.36
6.55	6.36	4.57	4.22	6.66	7.04	4.16	4.42
6.49	8.21	9.67	11.56	8.44	7.05	10.08	9.27
7.35	7.45	7.6	7.5	7.45	7.3	7.55	7.6
7.49	7.48	7.60	7.59	7.43	7.30	7.50	7.52
17.2	8.6	1.2	1.9	-1.0	-4.8	14.1	13.1
14.0	9.7	4.0	1.6	0.0	0.0	8.0	11.2
IX. 29.	X. 29.	XI. 28.	XII. 22.	I. 28.	II. 26.	III. 30.	IV. 28.

## REFERENCES

1. BARTA, I.: Hidrogeokémiai vizsgálatok a Tokaji-hegységből (Hydrogeochemical investigations in the Tokaj Mountains). Manuscript. Debrecen, 1966.
2. BIDLÓ, G.: Adatok a talajvíz kémiai összetételének kialakulásához (Über die Entstehung der chemischen Zusammensetzung des Grundwassers). Hidrológiai Közlöny, **39**, 459—461, 1959.
3. CLARKE, F. W.: The data of geochemistry. U. S. Geol. Survey Bull. **770**, 63—122, 1924.
4. FÖLDVÁRI-VOGL, M.—RAPP-SIK, S.: Talajvizek rendszeres nyomelemvizsgálata (Systematic investigation of the minor elements of ground waters). MÁFI Évi Jelentés **II**, 113—121, 1964.
5. ILKEY-PERLAKI, E.: Tokaji-hegységi riolituffák alkalmazási közetjellegei (Aspects of the uses of rhyolitic tuffs from the Tokaj Mts.). Földtani Közlöny **96**, 155—170, 1966.
6. Magyarország Hidrológiai Atlasza. I. Folyóink vízgyűjtője, 2. A Sajó (Hydrological Atlas of Hungary. I. The catchment area of the Hungarian rivers 2. The Sajó river). VITUKI 1953.
7. Magyarország Hidrológiai Atlasza. I. Folyóink vízgyűjtője, 5. A Felső-Tisza (Hydrological Atlas of Hungary. I. The catchment area of the Hungarian rivers, 5. The Upper-Tisza). VITUKI 1955.
8. Magyarország 200 000-es földtani térképsorozata: Sátoraljaújhely (Geological Map Series of Hungary at 1 : 200.000: Sátoraljaújhely) (in press).
9. Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához: Sátoraljaújhely (Explanatory Note to the Geological Map Series of Hungary at 1 : 200 000: Sátoraljaújhely). MÁFI, 1966.
10. Országos Meteorológiai Intézet csapadékészlelő állomásainak adatgyűjteménye (Records of the pluviometric stations of the Central Meteorological Office). Archives of the CMO.
11. PAPP, F.: A víz előfordulása és a geológiai adottságok (Das Wasservorkommen und die geologischen Verhältnisse). Hidrológiai Közlöny, **39**, 407—415, 1959.
12. PAPP, Sz.: A Tisza felső szakasza mellékfolyóinak vízminősége (Wasserqualität der Nebenflüsse am Oberlauf der Tisza). Hidrológiai Közlöny **44**, 268—271, 1964.
13. RAPP-SIK, S.—TOLNAY, V.: A Duna—Tisza közti felszínközeli vizek és víztartó rétegek geokémiai vizsgálata (Geochemical study of nearsurface waters and aquifers in the region between the Danube and the Tisza). MÁFI Évi Jelentése, 467—477, 1964.
14. SCHMIDT, E. R.: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához (Sketches and essays to the Hydrogeological Atlas of Hungary). MÁFI, 1962.
15. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geokémia (Geochemistry). Akadémiai Kiadó. Budapest. 1955.
16. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A nagyalföldi ártézi vizek fő típusai és azok szintjelző értékei (Main types of artesian waters in the Great Hungarian Plain and their stratigraphic value). Bányászati és Kohászati Lapok **89**, 305—308, 1941.
17. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Az üledékes kőzetek struktúrájáról (Über die Struktur der Ablagerungsgesteine). Mat. és Term. tudományi Értesítő **47**, 677—691, 1930.
18. TELECDI-ROTH, K.: Magyarországi és erdélyi ásványolaj- és földgázkutató, ill. termelő mélyfúrásokkal fahasztott vizek vegyi összetétele (Die chemische Zusammensetzung der Wässer aus den Tiefbohrungen der Erdöl- und Erdgasforschung und Produktion in Ungarn und Siebenbürgen). Földtani Közlöny **80**, 17—98, 1950.
19. Vízgazdálkodási kereterv. 10. Észak-Magyarország. Területi vízkészlet (Long-term plan for water resources development. 10. North Hungary. I. Regional water resources). VITUKI, 1965.
20. Vízvizsgálatok (Water analyses). MNOSZ 448—55. 1956.
21. ZENTAI, P.: A tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai (Preliminary statistical evaluation of geochemical data from the Tokaj Mts.). MÁFI Évi Jelentés, 265—279, 1965.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО МАТЕРИАЛАМ  
ИЗ ТОКАЙСКИХ ГОР

И. БАРТА

## Резюме

Поверхностные водотоки Токайских гор в течение года ежемесячно подвергались систематическому химическому анализу. Изучались растворенные в водах основные компоненты, а также другие физико-химические показатели вод.

1. Путем количественной оценки стока вод был составлен гидрогеохимический вещественный баланс рассматриваемого района с подсчетом основных неорганических компонентов, перенесенных в виде раствора в течение года. Общее количество веществ, унесенных в виде раствора поверхностными водотоками в течение года из неовулканического района площадью примерно 1300 км<sup>2</sup> (включая краевые части), оценивается в 27 тысяч тонн.

2. Автор пытался найти зависимость между химическими составами речных вод, с одной стороны, и находящихся с ними в контакте риолитовых туфов, андезитов и риолитов, с другой.

Соотношение выявленных в воде ионов К и Na хорошо согласуется с щелочностью пород водосборной площади. В водах, стекающих с площадей, сложенных риолитовыми туфами, риолитами и псевдотрахитами с повышенным содержанием К, величина соотношения ионов К/Na также повышена. Характерное для горных пород Токайских гор более высокое среднее значение соотношения К/Na (1,65) справедливо также для поверхностных вод (0,44).

В связи с сильно кислой природой, то есть с высоким содержанием SiO<sub>2</sub> изверженных пород рассматриваемого района, речные воды также отличаются с повышенным содержанием кремниевой кислоты. Это — воды довольно мягкие, бедные солями, или лишь слабо жесткие.

О сульфидном оруденении района с. Телькибанья ярко свидетельствует высокое содержание сульфатных ионов в водах, стекающих с данной площади.

3. На анионах сезонные изменения состава воды сказываются сильнее. Концентрация ионов гидрокарбоната при мелководье повыше, в то время как изменение содержания ионов сульфата происходит, как правило, противоположно этому, особенно, если эти данные выражаются в эквивалентных процентах.

Для количества катионов, выраженных в эквивалентных процентах, обычно наблюдается хорошее совпадение в течение года. При паводках значения К/Na и Са/Mg несколько повышены.

Кремниевая кислота присутствует в довольно равномерном количестве, независимо от смены времени года.

К среднегодовому составу воды больше всего приближаются составы проб, отобранных в феврале и октябре.



## STUDIES ON THE "SCHLIER" FORMATION

### I. GRANULOMETRICAL TYPES OF THE "SCHLIER" FORMATION IN NORTH HUNGARY

By

A. FÖLDVÁRI and K. HAJDU-MOLNÁR

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL INSTITUTE,  
TECHNICAL UNIVERSITY FOR HEAVY INDUSTRY, MISKOLC, HUNGARY

On the basis of typical samples collected by the geological surveyors of Hungary's schlier areas, 3 principal types and 1 secondary one have been granulometrically distinguished: 1. Otttang type (with two subtypes), 2. sandy schlier, and 3. unsteady type with two or more maxima. These types can be discerned in both the Oligocene and Miocene schliers.

The type locality of the "schlier" formation is in the Vienna Basin (Otttang, Austria), at the east end of the Alpine Molasse zone. In the Carpathian Basin, specially in North Hungary, the schlier formation is found in a much greater area than in Austria. The stratigraphical position of the "schlier" of Otttang was considered Miocene, more accurately Helvetian. According to more recent researches, the Austrian "schlier" subdivides as follows: Helvetian (Otttang), Burdigalien (Hall), Chattian (Wels). It was set down by E. Noszky sen.: in North-Hungary also two horizons of the "schlier" facies exist stratigraphically. The first in the lower part of the Chattian stage, the second in the Helvetian stage of Miocene age. It had importance of economic view that the Miocenic brown coal-bearing group of North-Hungary lay between the two "schlier" horizons.

In both Austria and Hungary the schlier is a group of layers several hundred meters thick. The classical monograph of the Hungarian schlier was written by NOSZKY sen. [1]. The geological data of intensive mining in the last 20 years was analysed by VITÁLIS and BARTKÓ.

The material for the present study was collected in the course of geological field work of several decades by NOSZKY sen., SCHRÉTER, HORUSITZKY and FÖLDVÁRI. To check the uniformity schlier facies we have examined also some samples not coming from North Hungary, e.g. specimens from Komló, Mecsek Mountains, South Hungary.

In field work, the geologists distinguish the characteristic schlier rocks by eye. In the course of our studies we wished to accurately establish the features of the schlier formation. The present study (I), was performed with the purpose to decide whether the macroscopical distinct rocks can be distinguished also by lithologic means. What are their granulometric features?

**Table 1**  
*Samples appertaining to curves of type I*

No.	Site	Age	Coll. by*
1/c	Galgaguta, Öreghegy	o	H
3/a	Mogyoród, Papszerhegy	m	H
4/a	Sashalom	m	N
5/a	Budafok	m	F
7/a	Váchartyán	m	N
10/a	Hont, Honti-szakadék	m	N
12/a	Csítár	o	N
15/a	Karancsság	o	N
18/a	Hollókő, Szőlőhegy	m	N
20/b	Kiskér, Sándortáró	m	S
21/a	Márkháza	o	N
24/a	Egerboes	m	N
26/a	Mikófalva	m	N
27/a	Málé	m	S
28/a	Felsőnyárád	m	S
30/a	Zádorfalva	m	S
30/b	Zádorfalva	m	S
31/a	Ragály	o	S
32/a	Szuhafő	m	S
33/b	Komló	m	F
34/a	Vaszar	m	F
35/a	Szopók	m	F
39/c	Mátranovák, Kistelek-bánya	m	F

\* N = Noszky, E. sen.  
 S = Schréter, Z.  
 F = Földvári, A.  
 H = Horusitzky, F.

Age of the samples:  
 o = Oligocene  
 m = Miocene

Are they uniform, or of several types, as may be expected? Our granulometric measurements carried out by a combination of sieving and pipette analysis with a sodium-oxalate stabilizer [3—6] proved the NorthHungarian rocks to belong to three distinct main types and one subtype (See the tables and diagrams). Remarkably enough the granulometric curves were little scattered about the calculated mean. The measurements thus proved the soundness of the distinction by eye as practised by the field geologists and, on the other hand, the regular repetition of characteristic types in the schlier succession. In further sedimentological, stratigraphical and palaeogeographical research, the established rock types serve as base points, and the variability

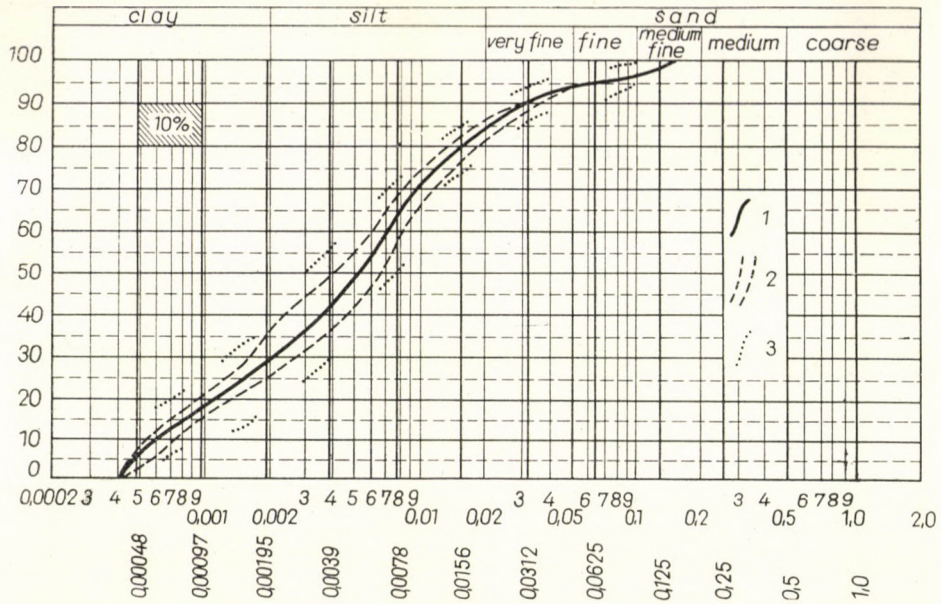


Fig. 1. Cumulative curve

1. Hungarian schlier type I; Calculated average of the examined 23 specimens; 2. Deviation field of the examined 23 specimens; 3. The most disseminated individual values of the curves

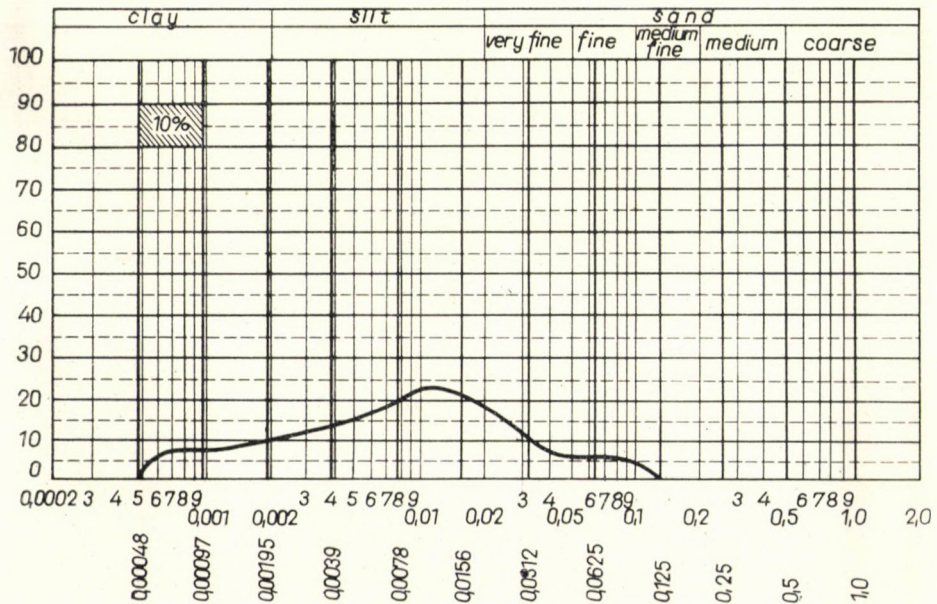


Fig. 2. Frequency distribution curve  
Hungarian schlier type I

Table 2  
Grain-size analysis data of the samples

	1/c	3/a	4/a	5/a	7/a	10/a	12/a	15/a	18/a	20/b	21/a
>0.1	7.1	9.8	4.3	11.8	5.5	5.8	4.8	9.8	8.2	13.1	15.2
0.1 — 0.05	14.0	10.1	8.2	4.9	7.5	10.8	11.0	5.8	13.8	9.9	8.3
0.05 — 0.02	18.1	27.3	12.3	29.2	20.4	20.2	12.7	23.5	22.1	10.8	23.4
0.02 — 0.01	14.8	19.4	19.8	30.3	19.7	24.7	28.7	22.1	17.4	19.3	17.8
0.01 — 0.005	15.5	15.2	37.1	17.8	19.0	19.7	16.7	12.4	12.6	14.7	12.6
0.005 — 0.002	9.8	13.2	13.6	5.6	10.8	10.6	13.3	7.2	8.6	13.9	5.5
0.002 — 0.001	6.2	4.9	4.6	0.3	6.4	8.0	12.7	8.7	6.6	18.1	11.8
<0.001	14.2				10.7			10.2	10.4		5.1
$\Sigma$	99.7	99.9	99.9	99.9	100.0	99.8	99.9	99.7	99.7	99.8	99.7

of the sediments may be expressed in terms of the deviation from those fixed types.

We have distinguished the types on the basis of the summary curves and have computed from them the mean values of the types.

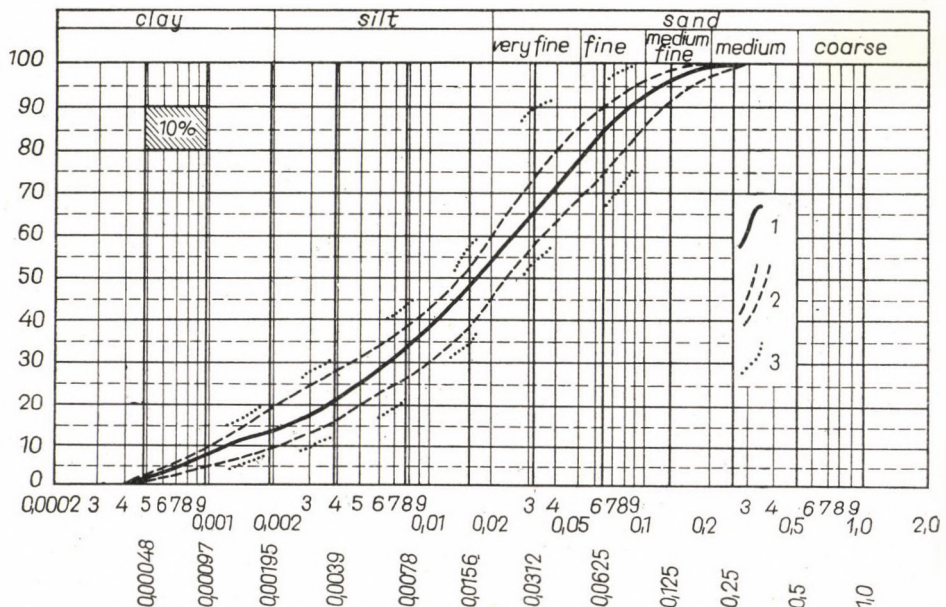


Fig. 3. Cumulative curve

1. Hungarian schlier type I/A; Calculated average of the examined 22 specimens; 2. Deviation field of the examined 22 specimens; 3. The most disseminated individual values of the curves

appertaining to curves of type I

24/a	26/a	27/a	28/a	30/a	30/b	31/a	32/a	33/b	34/a	35/a	39/c	Average curve
10.9	5.3	18.3	6.7	6.3	10.7	4.3	15.1	5.8	0.8	5.2	0.2	8.1
10.6	5.0	2.6	9.2	9.6	8.9	19.7	7.6	10.8	2.3	8.4	2.8	8.8
14.8	19.9	19.7	36.2	32.0	25.8	27.1	26.7	19.8	24.3	13.2	18.2	21.6
24.5	23.8	18.3	22.7	16.6	18.7	13.9	18.9	18.0	27.1	16.6	19.8	20.5
23.3	17.3	14.9	11.9	3.6	9.1	8.7	11.1	14.2	13.0	17.9	17.4	15.4
3.5	12.9	9.1	8.1	17.8	13.4	8.7	12.2	17.3	17.2	16.0	16.2	11.5
4.9	7.0	16.7	5.0	6.5	13.2	7.2	4.1	3.6	5.2	15.6	9.1	8.1
7.6	8.6			7.7		10.4	4.1	10.4	10.0	7.0	16.3	5.8
100.1	99.8	99.6	99.8	100.1	99.8	100.0	99.8	99.9	99.9	99.9	100.0	99.8

The mode of the frequency curves of the types I and I/a are locally overlapping but the main types can still be characterized by the modes. Type I gives a one-peak frequency curve. Its mode is at about 0.01 mm. On the frequency curve of type I/a, the mode is shifted to 0.04 mm.

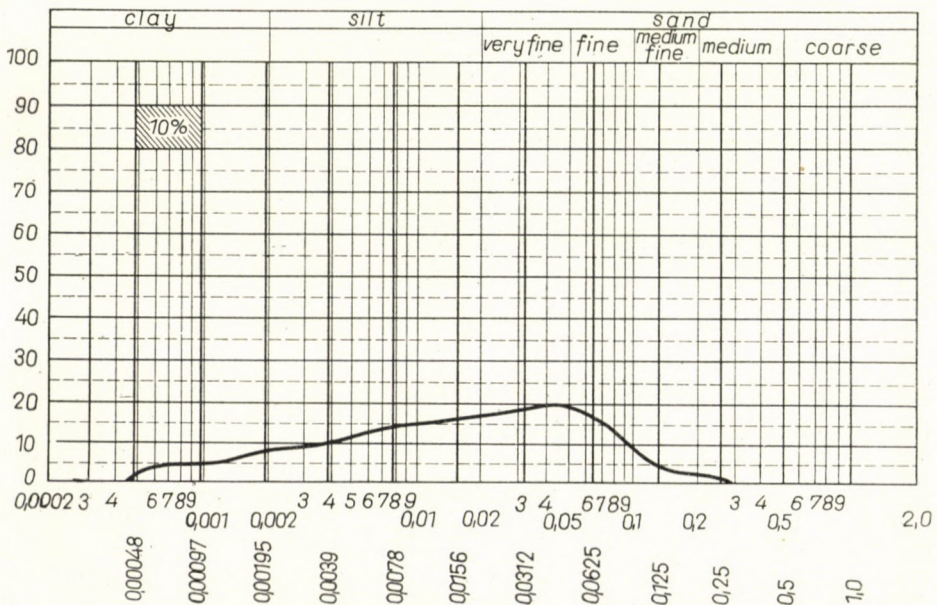


Fig. 4. Frequency distribution curve  
Hungarian schlier type I/A

Table 3

*Grain-size distribution parameters of the samples appertaining to curves of type I*

	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	M <sub>d</sub>	F <sub>sz</sub>	F <sub>g</sub>	DQ <sub>sz</sub>	DQ <sub>g</sub>	Mo		
								Mo <sub>1</sub>	Mo <sub>2</sub>	Mo <sub>3</sub>
1/c	0.0022	0.025	0.0082	-0.0054	0.91	0.0114	3.37	0.022		
3/a	0.0045	0.025	0.014	-0.0017	0.819	0.0103	2.35	0.017		
4/a	0.0038	0.015	0.006	-0.0034	1.26	0.0056	1.97	0.0055		
5/a	0.0068	0.023	0.014	-0.0009	0.89	0.0081	1.84	0.013		
7/a	0.0027	0.018	0.0082	-0.003	0.93	0.008	2.58	0.013		
10/a	0.0042	0.021	0.01	-0.003	1.02	0.0084	2.24	0.013		
12/a	0.0029	0.018	0.0085	-0.002	0.85	0.0075	2.49	0.013		
15/a	0.0028	0.023	0.011	-0.002	0.73	0.0051	2.87	0.013		
18/a	0.0032	0.028	0.016	-0.0004	0.59	0.0124	2.95	0.032		
20/b	0.0018	0.025	0.0075	-0.006	0.96	0.0116	3.70	0.013		
21/a	0.0039	0.032	0.014	-0.003	0.82	0.014	2.70	0.013	0.022	
24/a	0.0044	0.025	0.009	-0.006	1.20	0.0103	2.38	0.0075		
26/a	0.0025	0.018	0.008	-0.0022	0.81	0.0077	2.68	0.013		
27/a	0.003	0.027	0.010	-0.005	0.90	0.012	3.00	0.017		
28/a	0.007	0.025	0.017	+0.001	0.88	0.009	1.90	0.022		
30/a	0.0022	0.025	0.014	+0.004	0.53	0.0114	3.4	0.022		
30/b	0.003	0.026	0.013	-0.001	0.60	0.011	2.8	0.022	0.013	
31/a	0.0028	0.03	0.016	-0.0014	0.61	0.0136	3.26	0.023		
32/a	0.0047	0.028	0.015	-0.0013	0.76	0.0066	2.64	0.017		
33/b	0.0025	0.024	0.0085	-0.005	0.91	0.0107	3.10	0.022		
34/a	0.0023	0.015	0.0075	-0.001	0.78	0.0063	2.55	0.013		
35/a	0.0034	0.021	0.014	+0.002	0.63	0.0089	2.50	0.022	0.0029	
39/c	0.0014	0.014	0.0048	-0.0029	0.92	0.0063	3.2	0.013		

F<sub>sz</sub> = arithmetical quartile skewnessF<sub>g</sub> = coefficient of geometrical quartile skewnessDQ<sub>sz</sub> = arithmetical quartile deviationDQ<sub>g</sub> = coefficient of sortingQ<sub>1</sub> = Quartil 1Q<sub>3</sub> = Quartil 3M<sub>d</sub> = MedianMo<sub>1</sub> = Modus 1Mo<sub>2</sub> = Modus 2Mo<sub>3</sub> = Modus 3

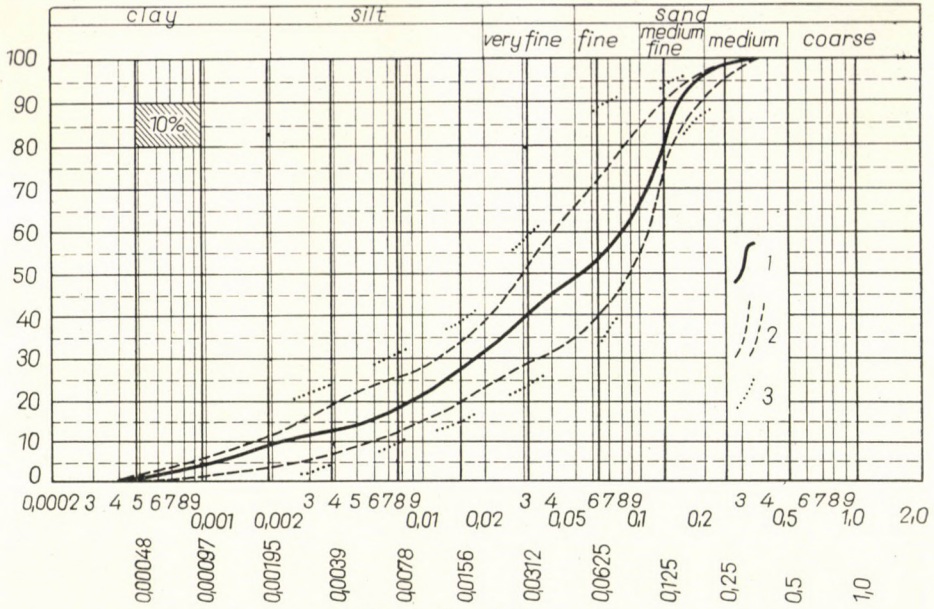


Fig. 5. Cumulative curve

1. Hungarian schlier type II; Calculated average of the examined 20 specimens; 2. Deviation field of the examined 20 specimens; 3. The most disseminated individual values of the curves

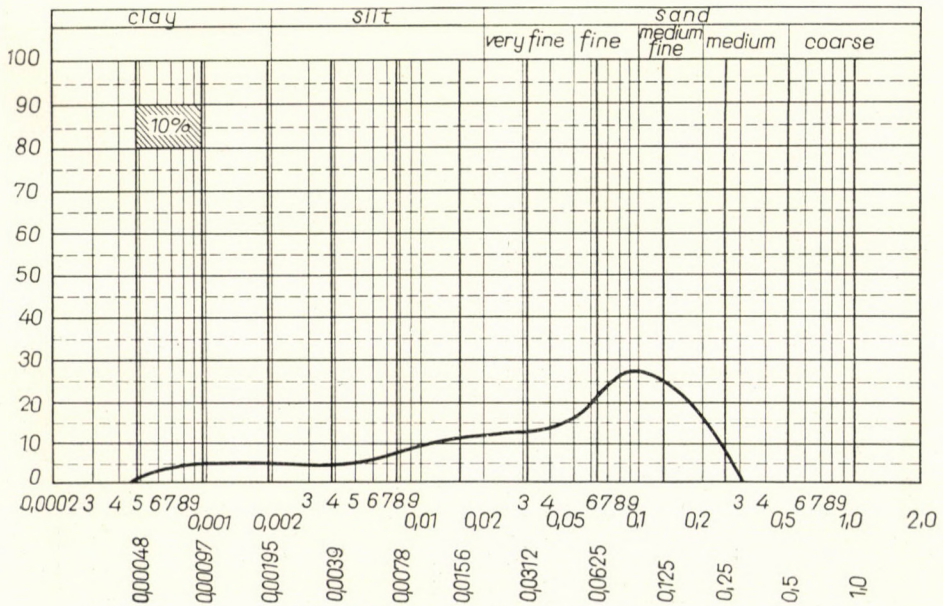


Fig. 6. Frequency distribution curve Hungarian schlier type II

**Table 4**  
*Samples appertaining to curves of type Ia*

No.	Site	Age	Coll. by*
1/b	Galgaguta	m	H
1/d	Galgaguta, Farkasberki tanya	m	H
1/i	Galgaguta, Téglagyár	o	F
1/l	Galgaguta, Téglavető	o	H
2/b	Acsa, Éheshegy	m	H
2/e	Acsa, Cigányporta	o	H
3/b	Mogyoród	m	F
6/a	Alsógöd	m	N
8/a	Bér, Nagyhegy	m	N
11/a	Drégely	o	N
13/a	Felsőzellő	m	S
14/a	Szécsény	o	N
16/a	Etes, Bányatelep	o	S
16/b	Etes	m	N
19/a	Garáb	o	N
20/a	Kiskér, Hidegvölgy	m	S
22/a	Sámsonháza	m	N
23/a	Bükkszék, Császárvölgy	m	S
23/b	Bükkszék	m	S
29/a	Gömörszöllős	m	S
39/b	Mátranovák, Darazsik puszta	m	F
41	Parászasvár, Nagy-útkanyar	m	F

\* Abbreviations of names of geologists and of age are identical with those of Table 1

**Table 5**  
*Grain-size analysis data appertaining*

	1/b	1/d	1/i	1/l	2/b	2/e	3/b	6/a	8/a	11/a
>0.2	1.4	1.2	—	—	—	—	2.1	4.2	2.1	1.4
0.2 —0.1	20.3	11.9	8.1	7.4	8.3	11.5	18.7	26.6	20.8	14.7
0.1 —0.05	10.1	19.1	29.1	27.6	24.5	15.4	19.4	14.5	14.6	7.9
0.05 —0.02	21.4	27.2	22.1	24.2	22.8	23.9	20.4	13.6	17.8	24.7
0.02 —0.01	16.8	11.1	14.1	14.1	15.7	11.7	12.6	16.6	11.6	14.7
0.01 —0.005	10.4	9.2	8.5	10.9	9.0	13.2	12.4	10.4	10.2	15.7
0.005—0.002	12.4	12.7	7.5	7.8	8.2	11.2	6.1	7.5	9.1	10.0
0.002—0.001	7.1	5.8	4.9	7.9	11.4	13.0	8.2	6.3	6.8	6.2
<0.001		1.6	5.3						6.9	4.4
$\Sigma$	99.9	99.8	99.6	99.9	99.9	99.9	99.9	99.7	99.9	99.7

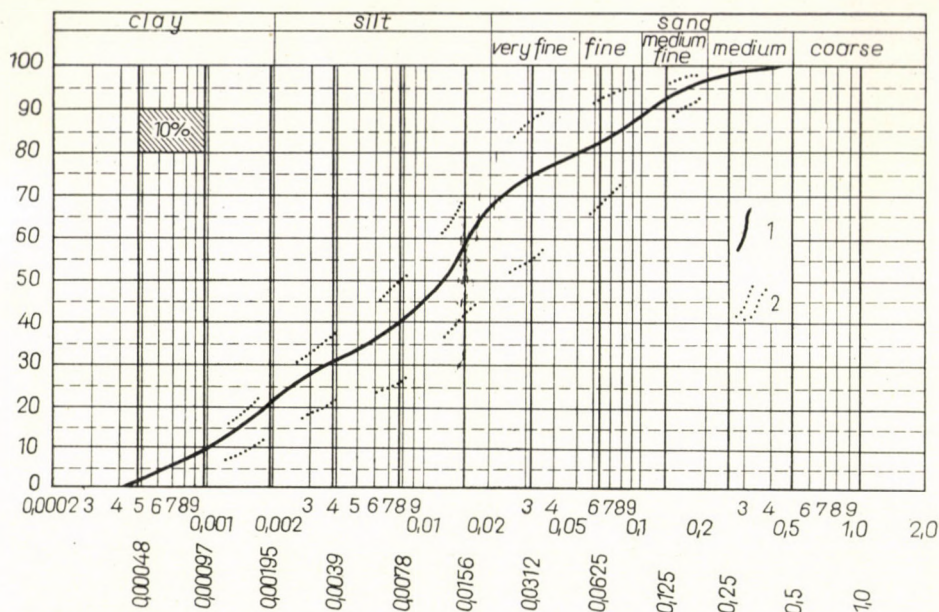


Fig. 7. Cumulative curve

1. Hungarian schlier type III; Calculated average of the examined 5 specimens; 2. Deviation field of the examined 5 specimens

Our comparative examinations have showed the Ottnang schlier to be analogous with type I, which could be called the Ottnang type on this account.

The mode of the sandy schlier, type II, is at 0.1 mm.

Type III gave a frequency curve with three peaks; the relative heights of the peaks were variable. This "unbalanced" sediment reflects the effect of various independent factors upon the sedimentation.

to curves of type I/a

13/a	14/a	16/a	16/b	19/a	20/a	22/a	23/a	23/b	29/a	39/b	41	Average curve
—	—	—	—	0.8	1.0	0.4	—	1.2	0.8	—	—	0.8
5.0	9.8	7.2	9.8	13.2	13.2	16.1	11.6	12.1	14.5	0.8	1.9	11.9
22.1	17.1	29.6	19.2	15.0	24.2	11.5	15.2	14.2	26.3	8.1	18.6	18.2
18.8	26.7	8.1	18.2	24.2	28.5	20.1	35.3	34.5	22.2	36.4	31.8	23.7
17.4	13.2	12.1	13.6	10.9	10.7	18.9	18.8	17.2	10.9	18.2	13.8	14.3
10.5	13.3	18.6	18.8	12.4	12.5	10.1	5.8	6.1	10.1	8.8	10.8	11.3
12.7	11.3	11.6	5.7	7.0	3.3	12.7	3.0	3.5	5.1	10.1	7.1	8.7
3.7	4.3	12.5	3.5	8.9	6.5	10.1	3.3	10.8	6.7	5.1	4.2	7.3
9.6	4.1	—	10.9	7.3	—	—	6.8	—	3.2	12.5	11.7	4.0
99.8	99.8	99.7	99.7	99.7	99.9	99.9	99.8	99.6	99.8	100.0	99.9	100.2

**Table 6**  
*Grain-size distribution of samples appertaining to curves of type I/a*

	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	M <sub>d</sub>	F <sub>sz</sub>	F <sub>g</sub>	DQ <sub>sz</sub>	DQ <sub>g</sub>	Mo		
								Mo <sub>1</sub>	Mo <sub>2</sub>	Mo <sub>3</sub>
1/b	0.0048	0.05	0.017	-0.012	0.964	0.023	3.22	0.09	0.022	
1/d	0.0048	0.044	0.019	-0.0054	0.76	0.0196	3.03	0.022		
1/i	0.0075	0.045	0.022	-0.0042	0.83	0.0187	2.45	0.045		
1/l	0.0062	0.043	0.020	-0.0046	0.82	0.0184	2.63	0.045		
2/b	0.0055	0.051	0.017	-0.0112	0.98	0.0227	3.04	0.022		
2/e	0.0033	0.032	0.016	-0.0026	0.69	0.0143	3.11	0.022		
3/b	0.0055	0.06	0.02	-0.009	0.75	0.0273	3.20	0.09	0.022	
6/a	0.007	0.062	0.026	-0.009	0.83	0.027	2.97	0.058		
8/a	0.0035	0.062	0.019	-0.015	0.82	0.029	4.21	0.022		
11/a	0.004	0.029	0.015	-0.003	0.75	0.0125	2.72	0.022		
13/a	0.0028	0.033	0.013	-0.006	0.80	0.0151	3.40	0.045		
14/a	0.0041	0.034	0.016	-0.003	0.73	0.0149	2.88	0.022		
16/a	0.0035	0.048	0.011	-0.015	1.18	0.022	3.70	0.045	0.0055	
16/b	0.0044	0.038	0.013	-0.005	0.92	0.0168	2.90	0.0055	0.045	
19/a	0.0033	0.04	0.017	-0.007	0.46	0.0184	3.48	0.022		
20/a	0.0082	0.048	0.023	-0.005	0.86	0.0199	2.60	0.022		
22/a	0.013	0.098	0.014	-0.008	0.91	0.0171	3.20	0.014		
23/a	0.009	0.033	0.019	-0.002	0.91	0.012	1.90	0.022		
23/b	0.0045	0.025	0.015	-0.001	0.80	0.010	2.10	0.022		
29/a	0.007	0.051	0.025	-0.004	0.76	0.022	2.69	0.044		
39/b	0.0025	0.023	0.014	+0.0013	0.54	0.0102	3.04	0.022		
41	0.0035	0.028	0.016	+0.0003	0.62	0.0122	2.83	0.022		

**Table 7**  
*Samples appertaining to curves of type II*

No.	Size	Age	Coll. by*
1/e	Galgaguta, Funtus-puszta	o	H
1/f	Galgaguta, Mátyáshegy	m	H
1/g	Galgaguta, Gutai-hegy	m	H
1/h	Galgaguta, Habran-völgy	o	N
1/k	Galgaguta, Gutai-szöllők	m	H
2/f	Acsa, Éhes-hegy	o	H
3/c	Mogyoród	m	N
3/d	Mogyoród, Nagypapszer-hegy	m	H
4/b	Sashalom, Anna út 5.	m	N
4/c	Sashalom	m	N
9/a	Szandaváralja	m	N
17/a	Lócz (bore-hole 26 m)	o	N
25/a	Szentdomonkos	m	N
36/a	Arló (Stand-up formation of soil slip)	m	F
36/b	Arló (Stand-up formation of soil slip)	m	F
37	Szucs	m	F
38/a	Pétervására	m	F
38/b	No. 14. km stone behind Pétervására	m	F
39/a	Mátranovák, Pétervölgyi puszta	m	F
40	Mátraballa, Dekicsjuss	m	F

\* Abbreviations of names of geologists and of age are identical with those of Table 1.

**Table 8**  
Grain-size analysis data of the samples

	1/e	1/f	1/g	1/h	1/k	2/f	3/c	3/d	4/b
> 0.32	—	7.4	5.4	6.3	7.2	—	—	—	7.4
0.32 — 0.2	0.4	7.6	6.0	5.4	5.0	5.7	3.6	2.3	12.4
0.2 — 0.1	28.4	44.1	28.0	46.3	28.2	32.8	20.8	45.1	45.5
0.1 — 0.05	25.6	7.4	21.1	9.6	13.8	19.5	33.6	16.2	4.9
0.05 — 0.02	16.3	20.6	15.8	8.7	14.5	11.6	13.4	11.8	5.3
0.02 — 0.01	9.7	3.8	8.5	6.1	9.4	9.1	13.6	6.3	12.2
0.01 — 0.005	11.7	6.1	6.4	5.0	7.6	8.6	7.6	11.3	7.1
0.005 — 0.002	5.4	1.6	5.2	4.2	7.9	6.2	1.2	3.6	4.6
0.002 — 0.001	2.4	1.5	3.5	8.2	5.8	6.4	6.1	3.4	0.4
< 0.001									
$\Sigma$	99.9	100.1	99.9	99.8	99.4	99.9	99.9	100.0	99.8

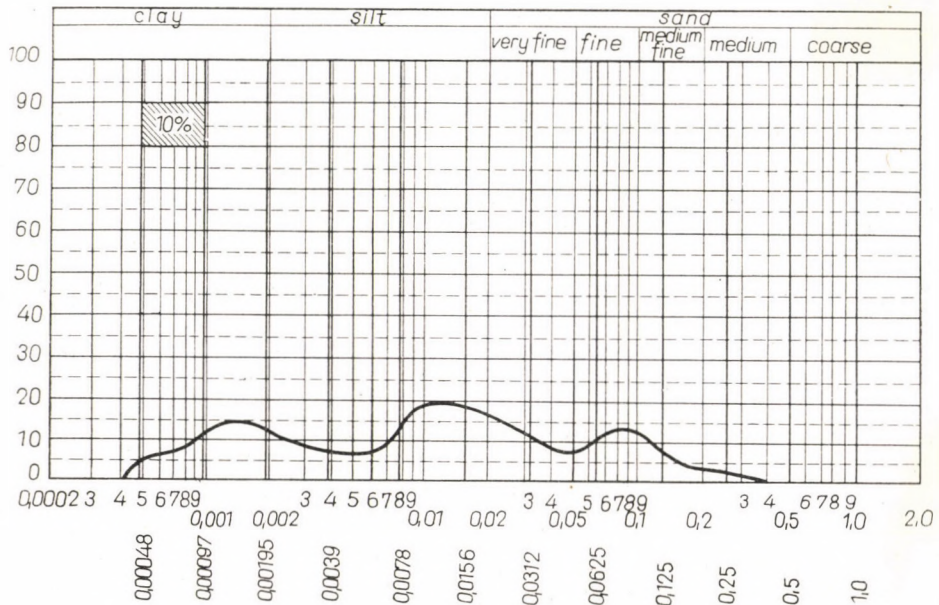


Fig. 8. Frequency distribution curve  
Hungarian schlier type III

## appertaining to curves of type II

4/c	9/a	17/a	25/a	36/a	36/b	37	38/a	38/b	39/a	40	Average curve
8.1	—	5.6	—	—	—	1.2	8.1	7.8	—	5.3	3.6
11.6	2.5	9.1	7.0	—	—	10.2	14.6	19.2	6.1	19.2	7.3
43.1	21.9	33.2	38.3	1.4	11.0	42.5	44.0	38.1	37.5	28.9	32.9
13.9	18.1	8.6	17.4	48.4	37.7	16.6	3.5	7.2	9.2	15.6	17.3
0.5	21.4	3.5	11.1	29.9	30.4	8.1	3.4	10.2	12.4	10.1	12.9
9.4	11.2	8.3	7.1	8.1	11.6	9.0	9.1	2.3	6.4	5.8	8.4
10.1	7.2	9.2	7.0	2.2	2.6	0.6	2.9	3.2	5.2	4.9	6.3
1.3	11.7	8.6	3.8	6.3	1.3	3.7	5.5	5.9	2.6	2.7	4.7
1.8	6.1	1.9	8.3	3.6	5.3	3.8	0.5	4.0	4.5	2.4	4.0
		11.9				4.0	8.5	2.1	16.1	5.2	2.4
99.8	100.1	99.9	100.0	99.9	99.9	99.7	100.1	100.0	100.0	100.1	99.8

Table 9

Grain distribution parameters of the samples appertaining to curves of type II

	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	M <sub>d</sub>	F <sub>sz</sub>	F <sub>g</sub>	DQ <sub>sz</sub>	DQ <sub>g</sub>	Mo		
								Mo <sub>1</sub>	Mo <sub>2</sub>	Mo <sub>3</sub>
1/e	0.011	0.075	0.038	-0.005	0.7	0.032	2.61	0.09		
1/f	0.025	0.12	0.083	+0.011	0.66	0.047	2.19	0.09	0.022	
1/g	0.015	0.095	0.048	-0.007	0.79	0.040	2.52	0.09		
1/h	0.018	0.10	0.075	+0.016	0.57	0.041	2.35	0.09	0.0058	
1/k	0.0085	0.098	0.016	-0.0026	0.69	0.014	3.11	0.022		
2/f	0.009	0.088	0.048	-0.001	0.6	0.039	3.12	0.09		
3/c	0.013	0.073	0.04	-0.003	0.77	0.03	2.37	0.045		
3/d	0.016	0.11	0.067	+0.004	0.62	0.047	2.62	0.09		
4/b	0.017	0.13	0.09	+0.016	0.52	0.056	2.76	0.09	0.013	
4/c	0.035	0.12	0.081	+0.004	0.8	0.042	1.85	0.09	0.006	
9/a	0.007	0.068	0.024	-0.013	0.91	0.031	3.12	0.03		
17/a	0.0038	0.092	0.028	-0.023	0.78	0.039	4.9	0.09	0.022	0.0028
25/a	0.013	0.098	0.062	+0.0003	0.60	0.042	2.74	0.09		
36/a	0.018	0.052	0.032	-0.003	0.95	0.017	1.6	0.045		
36/b	0.017	0.052	0.032	-0.003	0.95	0.017	1.6	0.045		
37	0.025	0.12	0.079	+0.0065	0.69	0.0475	2.2	0.058		
38/a	0.013	0.13	0.090	+0.0185	0.456	0.0585	3.2	0.09		
38/b	0.025	0.13	0.090	+0.0125	0.634	0.0525	2.29	0.09		
39/a	0.004	0.13	0.045	-0.022	0.50	0.063	5.71	0.09		
40	0.02	0.13	0.09	+0.015	0.56	0.055	2.55	0.09		

**Table 10**  
*Samples appertaining to curves of type III*

No.	Size	Age	Coll. by*
1/a	Galgaguta	o	H
2/a	Acsa	m	N
2/d	Acsa, Újlaki-puszta	o	H
2/c	Acsa, Klokocs-puszta	o	H
33/a	Komló	m	F

\* N = Noszky E. sen.  
 F = Földvári A.  
 H = Horusitzky F.

Age of the samples:  
 o = Oligocene  
 m = Miocene

**Table 11**  
*Grain-size analysis data of the samples appertaining to curve of type III*

	1/a	2/a	2/d	2/c	33/a	Average curve
>0.32	—	4.2	7.5	—	—	2.8
0.32 —0.2	—	5.1	5.4	—	—	1.7
0.2 —0.1	6.4	15.8	17.1	9.9	10.8	12.0
0.1 —0.05	4.1	19.2	5.7	5.7	3.1	7.6
0.05 —0.02	24.5	15.1	13.2	29.1	19.4	20.2
0.02 —0.01	16.8	17.1	13.6	7.9	17.5	14.6
0.01 —0.005	12.2	2.8	11.2	13.7	14.6	10.9
0.005—0.002	18.1	11.3	17.6	17.3	14.8	15.8
0.002—0.001	17.8	9.4	6.4	7.1	12.3	10.6
<0.001			1.8	9.1	7.2	3.6
$\Sigma$	99.9	100.0	99.5	99.8	99.7	99.8

**Table 12**  
*Grain distribution parameters of samples appertaining to curves of type III*

	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	M <sub>d</sub>	F <sub>sz</sub>	F <sub>g</sub>	DQ <sub>sz</sub>	DQ <sub>g</sub>	Mo		
								Mo <sub>1</sub>	Mo <sub>2</sub>	Mo <sub>3</sub>
1/a	0.002	0.02	0.008	—0.003	0.79	0.009	3.16	0.022	0.0029	0.09
2/a	0.0075	0.072	0.025	—0.0157	0.97	0.0322	3.10	0.013	0.0015	0.09
2/d	0.003	0.08	0.015	—0.027	1.10	0.038	5.10	0.09	0.0015	0.013
2/c	0.002	0.027	0.0094	—0.005	0.78	0.014	3.61	0.022	0.0015	0.09
33/a	0.0019	0.028	0.0075	—0.007	1.04	0.013	3.84	0.013	0.09	0.0028

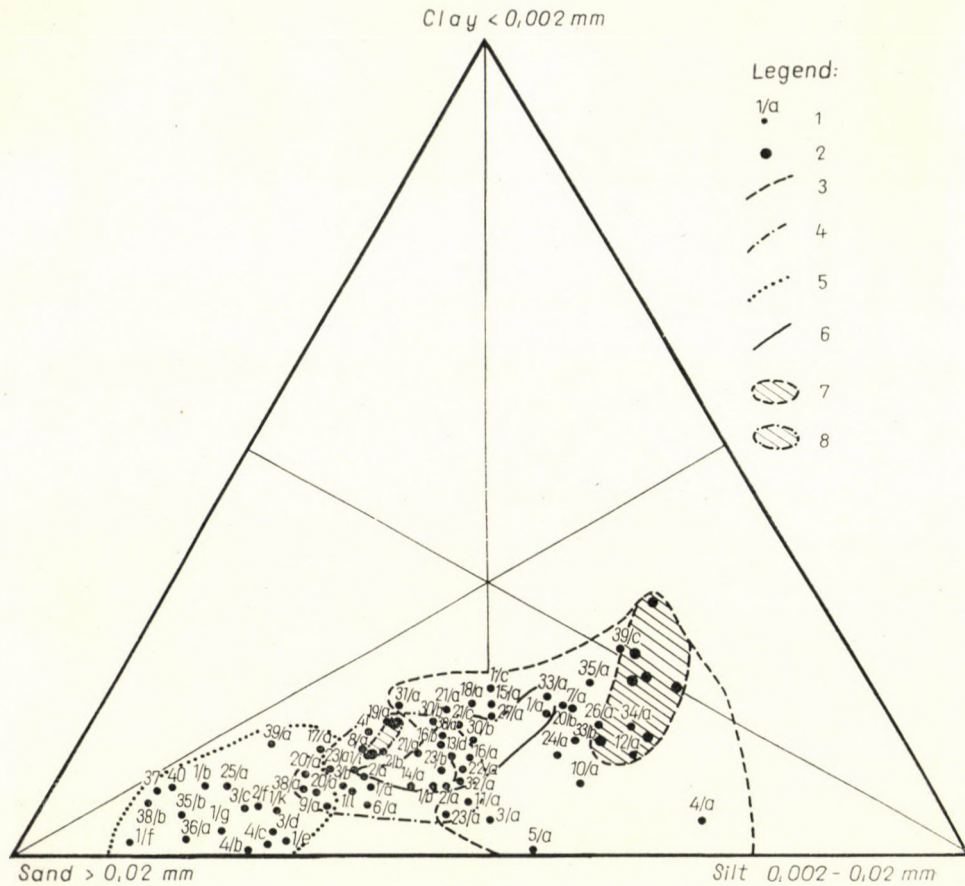


Fig. 9. 1. Hungarian schlier samples; 2. Austrian schlier samples; 3. I. type of Hungarian schlier; 4. I/a type of Hungarian schlier; 5. II type of Hungarian schlier; 6. III type of Hungarian schlier; 7. I type of Austrian schlier; 8. I/a type of Austrian schlier

## REFERENCES

1. NOSZKY, E. sen.: Die Schlierschichten des ungarischen Mittelgebirges. Arbeiten d. Wissenschaftlichen Gesellschaft (S. T.) in Debrecen **III**, 2, 1929.
2. NOSZKY, E. sen.: Die Oligocän-Miocän Bildungen im N. O. Teile des Ungarischen Mittelgebirges. I., II. Annales Musei Nationalis Hungarici **XXIV**, **XXVII**, 1926, 1930.
3. GESSNER, H.: Die Schlämmanalyse. 1931.
4. MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. 1964.
5. KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Messmethoden. 1964.
6. FÖLDVÁRI, A.: Über die Wirkung einiger Tonstabilisatoren. Kolloid Beihefte **44**, 1936.
7. KRUMBEIN, W. C.—GRAYBILL, F.A.: An introduction to statistical models in Geology. 1965.



## STUDIES ON THE "SCHLIER" FORMATION

### II. GRANULOMETRICAL TYPES OF THE AUSTRIAN "SCHLIER"

By

A. FÖLDVÁRI and GY. SZÖÖR

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL INSTITUTE,  
TECHNICAL UNIVERSITY FOR HEAVY INDUSTRY, MISKOLC, HUNGARY  
MINERALOGICAL AND GEOLOGICAL INSTITUTE, KOSSUTH UNIVERSITY, DEBRECEN, HUNGARY

The samples from type locality of Austria has been investigated for the exact comparison with the Hungarian samples. The schlier samples from Austria are suitable for two Hungarian types. Hence, the horizontal extension of the Hungarian schlier types goes far beyond the frontier of Hungary.

In order to compare the rocks of the Hungarian "schlier" formation with the Austrian original "schlier" formation, we have examined some Austrian samples, in the conviction that only measurements carried out with a given method in the same laboratory are suited for accurate comparison. The Austrian specimens were put at on disposal by geological institutes of Vienna, by the intermediary of CSEPREGHY-MEZNERICS (Palaeontological Dept., Hungarian National Museum).

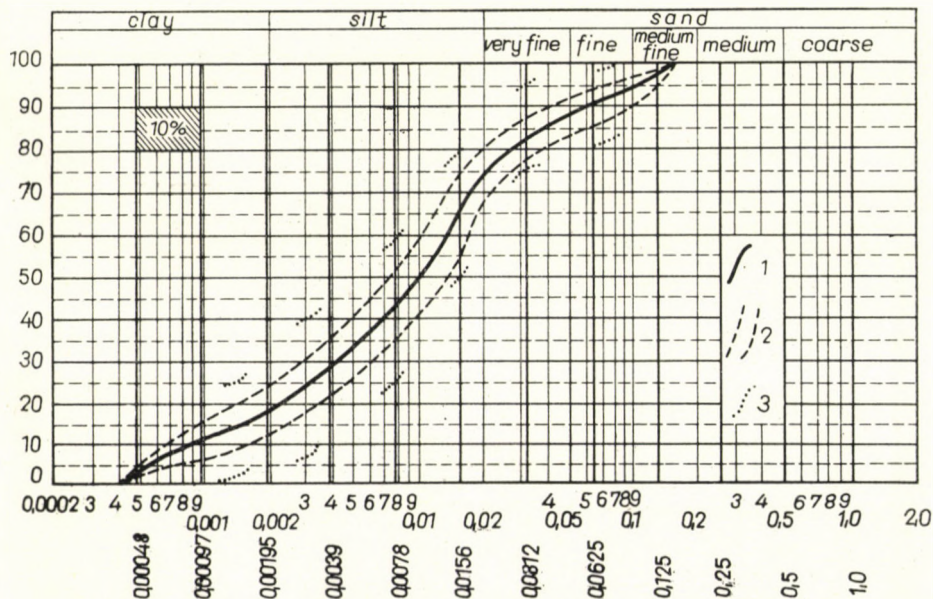


Fig. 1. Cumulative curve

1. Austrian schlier type I; Calculated average of the examined 7 specimens; 2. Deviation field of the examined 7 specimens; 3. The most disseminated individual values of the curve.

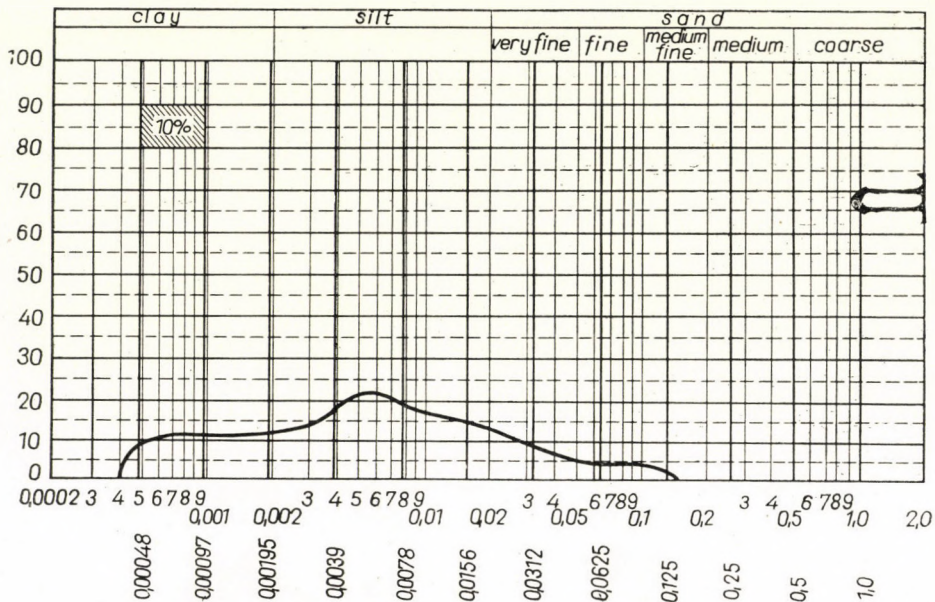


Fig. 2. Frequency distribution curve  
Austrian schlier type I

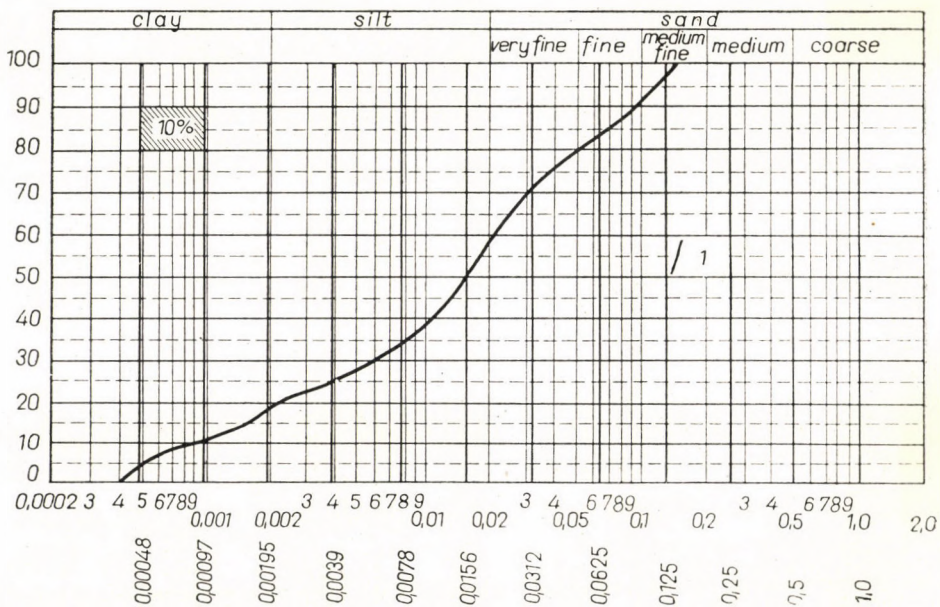


Fig. 3. Cumulative curve  
1. Austrian schlier type I/A; Calculated average of the examined 2 specimens

The examined schlier samples are comparable with the Hungarian types I and I/a. Among the Austrian samples there was no analogous to the Hungarian types II and III.

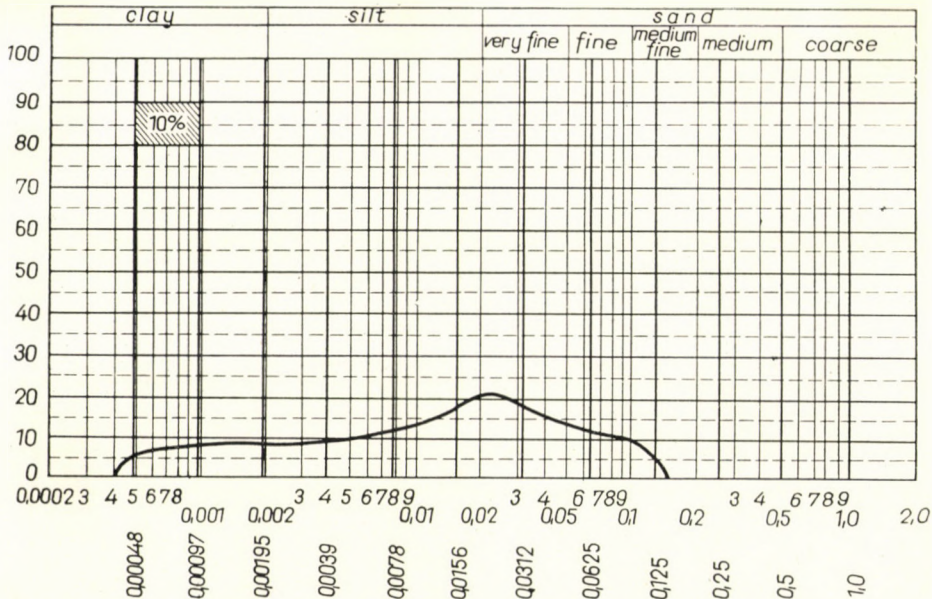


Fig. 4. Frequency distribution curve  
Austrian schlier type I/A

The character of the frequency curve of the Austrian type I is analogous to that of the Hungarian type I, but its mode is at 0.005 mm, *i.e.* it is of a finer grain than the Hungarian type I. A sample from the type locality, Ottwang, was found to belong to this type.

Table 1  
Grain-size analysis data of samples appertaining to curves of type I

	Ottwang	Hall	Marburg	Stöckl	Jahring	Ausser	Repnik (fossiliferous)	Average curve
> 0.1	0.5	1.2	4.1	7.8	3.3	1.2	3.4	3.1
0.1 — 0.05	9.7	10.5	3.8	1.4	4.4	4.6	3.6	5.4
0.05 — 0.02	20.0	14.1	6.6	12.0	14.1	14.7	11.4	13.3
0.02 — 0.01	19.7	26.3	13.7	13.1	20.5	19.8	16.7	18.5
0.01 — 0.005	18.9	19.9	18.0	18.7	17.7	19.1	22.1	19.1
0.005 — 0.002	16.3	13.5	20.8	21.2	16.5	16.9	18.9	17.7
0.002 — 0.001	5.3	6.2	10.5	12.8	8.8	8.7	11.7	9.1
< 0.001	9.7	8.1	22.3	13.0	14.3	15.0	12.2	13.5
	100.1	99.8	99.8	100.0	99.6	100.0	100.0	99.7

Table 2\*

Grain distribution parameters of samples appertaining to curves of type I

	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	M <sub>d</sub>	F <sub>sz</sub>	F <sub>g</sub>	DQ <sub>sz</sub>	DQ <sub>g</sub>	Mo	
								Mo <sub>1</sub>	Mo <sub>2</sub>
Ottnang	0.0022	0.018	0.007	-0.0031	0.89	0.0079	2.83	0.012	
Hall	0.0025	0.015	0.007	-0.0017	0.87	0.0062	2.4	0.012	0.0055
Marbung	0.0008	0.008	0.0028	-0.0016	0.91	0.0036	3.17	0.0028	
Stöckl	0.0015	0.015	0.0035	-0.0047	1.35	0.0067	3.17	0.0028	0.09
Jahring	0.0016	0.013	0.0055	-0.0018	0.82	0.0057	2.85	0.012	
Ausser	0.0017	0.012	0.005	-0.0018	0.9	0.0051	2.65	0.012	
Repnik (fossiliferous)	0.0015	0.012	0.0041	-0.0026	1.03	0.0052	2.8	0.0122	0.09

Table 3

Grain-size analysis data of samples appertaining to curves of type I/a

	man	St. Leonhard im Windischbuckel	Average curve
>0.1	13.7	13.1	13.4
0.1 - 0.05	18.2	16.1	17.2
0.05 - 0.02	24.0	21.7	22.9
0.02 - 0.01	14.5	13.5	14.0
0.01 - 0.005	8.6	8.7	8.6
0.005 - 0.002	8.8	10.2	9.5
0.002 - 0.001	4.4	8.1	6.2
<0.001	7.8	8.5	8.1
	100.0	99.9	99.9

Table 4

Grain distribution parameters of samples appertaining to curves of type I/a

	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	M <sub>d</sub>	F <sub>sz</sub>	F <sub>g</sub>	DQ <sub>sz</sub>	DQ <sub>g</sub>	Mo
Sasman	0.005	0.045	0.018	-0.007	0.83	0.02	3.0	0.023
St. Leonhard im Win- dischbuckel	0.0028	0.04	0.015	-0.0064	0.70	0.0186	3.78	0.023

The frequency character of the Austrian type I/a is analogous to the Hungarian type I/a, but its mode is at 0.02 mm, *i.e.* it is likewise finer grained than the Hungarian type I/a.

\* Abbreviations are identical with those in "Schlier Studies I"

The authors express their gratitude to Mrs. K. Hajdu-Molnár for having prepared the diagrams.

## REFERENCES

1. FÖLDVÁRI, A.—HAJDU-MOLNÁR, K.: Studies on the "schlier" formation I. *Acta Geologica*, **12**, 167, 1968.
2. SCHAFFER, A.: *Geologie von Österreich*, 1951.
3. PAPP, A.: *Handbuch der stratigraphischen Geologie. Tertiär*, 1959.
4. GRILL, R.—KOLLMANN, K.—KÜPPER, H.—OBERHAUSER, R.: *Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich. Verh. d. Geol. Anst. Sonderb. F.* 1963.



## STUDIES ON THE "SCHLIER" FORMATION

### III. THE PALAEOGEOGRAPHY OF THE "SCHLIER" IN NORTH HUNGARY

By

A. FÖLDVÁRI and K. HAJDU-MOLNÁR

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL INSTITUTE,  
TECHNICAL UNIVERSITY FOR HEAVY INDUSTRY, MISKOLC, HUNGARY

The zones constructed from the granulometric types of the Hungarian schliers run parallel to the land belts Miocene. The lithofacies map drafted by the method of Krumbein-Sloss, however, shows the influence of the biozones of the sea water and of land-derived karst-water flows. The zones of this kind run subperpendicular to the granulometric ones. Both maps show the existence of a NNE-striking sandy belt in the continuation of the Mesozoic Buda Mountains. It may be due either to a bioherm or to tectonic disturbances, or to sea currents.

The present paper deals with the areal distribution of the schlier types I, Ia, II and III distinguished in the course of our studies on schlier granulometry [1]. Though the examined rocks are not of the same age and stage the construction of a rock facies map on a granulometrical basis for the schlier formation with high thickness makes sense nevertheless, because it had formed under the same steady conditions during a long period from the Upper Oligocene to the Middle Miocene. On the basis of our data we have attempted also the finer and more detailed evaluation of lithofacies of the type applied lately to both recent and fossil marine sediments. Because we have found the areal distribution of the types to be the same in the Oligocene and Miocene, we consider our starting-point as justified.

The facies zones on the distribution map are in agreement with the NE—SW trend of the Hungarian Mountains and follow the contours of the Miocene dry lands. There is a central clayey zone stretching from Hont to Aggtelek; accompanied on either side by a zone of schlier type I/a with a fine sand content. Northeast of the ancient Bükk Mountains island there is a sandy spot of the type II. A quite sandy strip of type II of NNE—SSW trend stretching from Sashalom to Lócz includes the samples from Mogyoród, which are rich in sponge spicules. (A bio-shoal?)

The palaeogeographical map described above is in effect a facies map of the clastic components. KRUMBEIN and SLOSS used a sand-shale ratio  $B : C$  where  $B$  is the percentage of grains above and  $C$  the percentage of grains below 0.02 mm. As a complement they indicate also the non-clastic (*i.e.*, chemical) component together with the clastic ratio. In the case of the schlier this latter expresses chiefly the  $\text{CaCO}_3$  content, thus characterizing also the rock building role of the biogene components.

Table 1

Values calculated on the basis of weight percentages of the rock building components

Number of the samples	CaCO <sub>3</sub> [A]	$\frac{B+C}{A}$	$\frac{B}{C}$	Number of the samples	CaCO <sub>3</sub> [A]	$\frac{B+C}{A}$	$\frac{B}{C}$
1/a	18.1	5.5	0.539	16/a	11.62	8.6	0.82
1/b	11.03	9.1	1.14	16/b	16.92	5.9	0.89
1/c	11.94	8.3	0.65	17/a	8.46	11.8	1.50
1/d	10.84	9.2	1.48	18/a	13.60	7.3	0.80
1/e	12.06	8.2	2.42	19/a	9.26	10.7	1.14
1/f	13.72	7.2	6.69	20/a	6.53	15.3	2.02
1/g	5.56	17.9	3.24	20/b	10.23	9.8	0.51
1/h	13.72	7.2	3.25	21/a	8.59	11.6	0.89
1/i	10.53	9.4	1.44	22/a	8.17	12.2	0.93
1/k	8.9	11.2	2.25	23/a	15.3	6.6	1.64
1/l	13.45	7.4	1.46	23/b	17.09	5.8	0.99
2/a	7.07	14.1	1.46	24/a	14.86	6.7	0.57
2/b	10.19	9.8	1.25	25/a	8.95	11.1	2.83
2/c	26.94	3.7	0.81	26/a	9.38	10.6	0.43
2/d	12.29	8.1	0.97	27/a	14.48	6.9	0.70
2/e	14.34	6.9	1.03	28/a	2.53	39.0	1.09
2/f	9.41	10.6	2.30	29/a	11.99	8.4	1.77
3/a	13.9	7.2	0.89	30/a	13.26	7.5	0.92
3/b	16.74	5.9	1.54	30/b	17.93	5.5	0.83
3/c	18.31	5.5	2.51	31/a	17.18	5.8	1.04
3/d	15.72	6.4	3.055	32/a	19.95	5.0	0.98
4/a	30.31	3.3	0.33	33/a	20.21	4.9	0.50
4/b	13.68	7.3	3.11	33/b	17.09	5.8	0.57
4/c	36.79	2.8	3.39	34/a	27.24	3.6	0.38
5/a	6.38	15.6	0.85	35/a	15.85	6.3	0.36
6/a	12.21	8.2	1.44	36/a	2.91	34.3	3.94
7/a	14.61	6.8	0.49	36/b	3.42	29.2	3.78
8/a	17.45	5.7	1.24	37	10.34	9.7	3.7
9/a	12.82	7.8	1.76	38/a	4.86	20.5	2.7
10/a	3.18	31.4	0.59	38/b	4.88	20.6	4.7
11/a	10.69	9.3	0.95	39/a	5.80	17.2	1.87
12/a	12.78	7.8	0.40	39/b	11.24	8.9	0.82
13/a	13.05	7.6	0.85	39/c	15.32	6.5	0.26
14/a	14.92	6.7	1.16	40	6.27	15.9	3.76
15/a	10.11	9.9	0.65	41	11.73	8.5	0.99

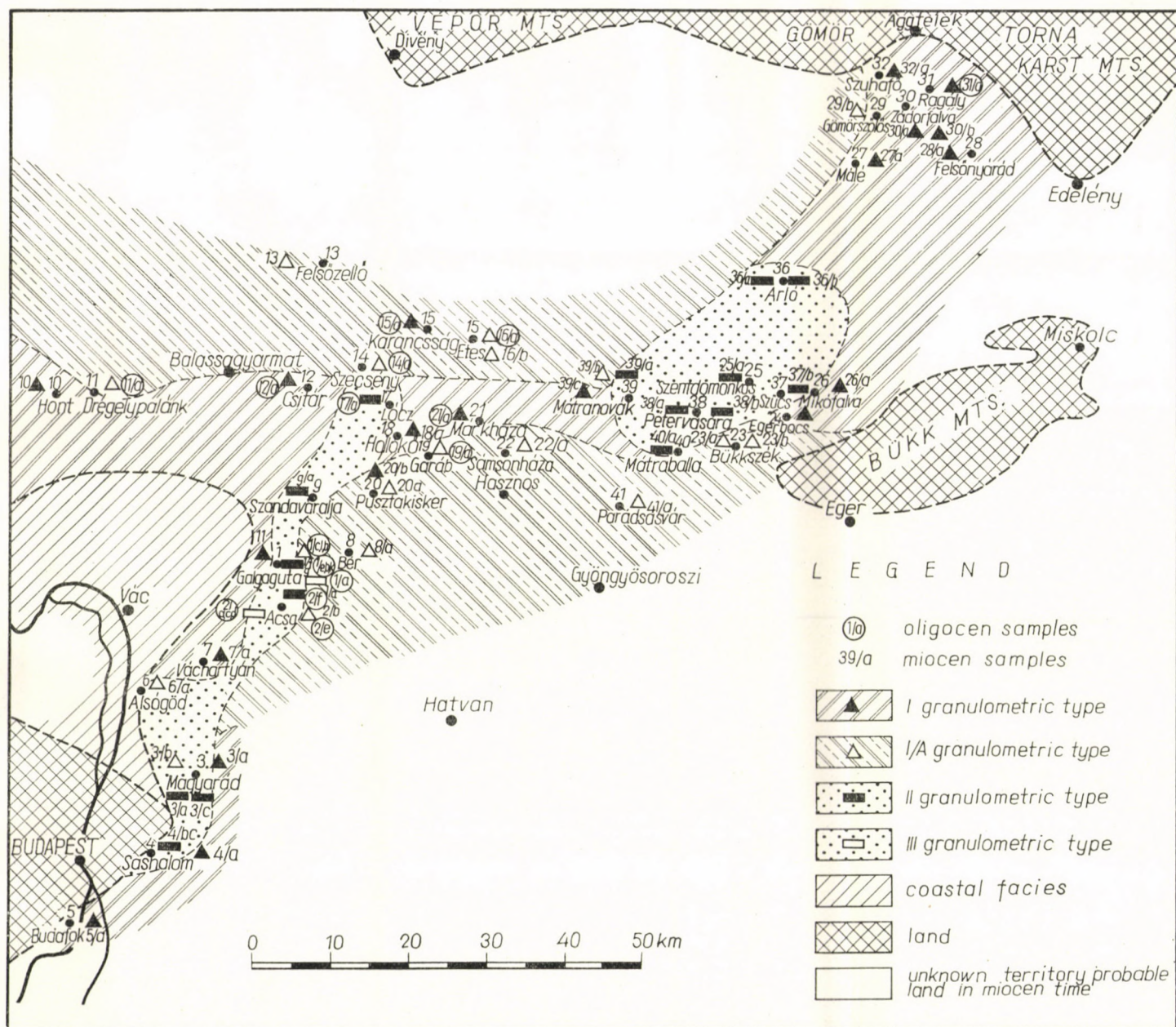


Fig. 1. Granulometrical paleogeographic map

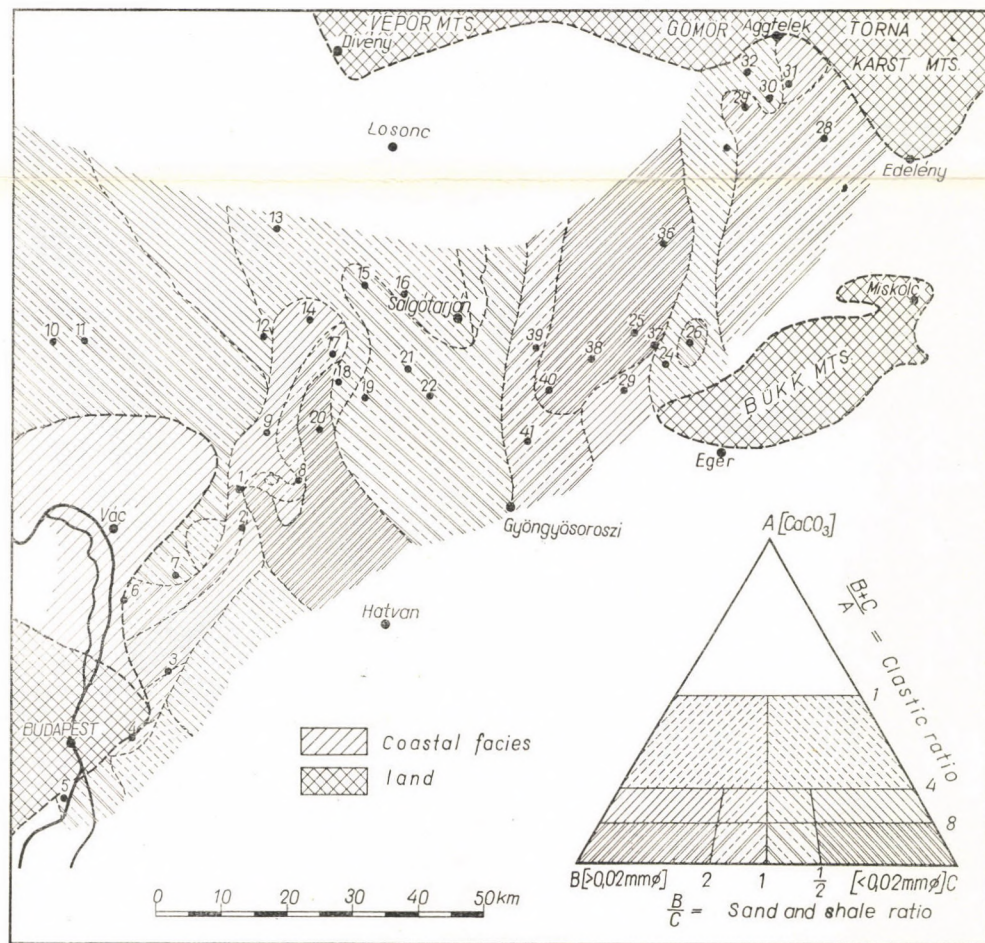


Fig. 2. Lithofacies map

Plotting in a triangle diagram the B/C ratio as defined above and the clasticity ratio  $B + C/A$ , where  $A$  means the  $\text{CaCO}_3$  content. The result permits the construction of a lithofacies map that represents the compound effect of the inorganic and chemical (-biogene) components.

The  $\text{CaCO}_3$  content of the schlier samples was determined by the aid of a Scheibler device. (See Table I.)

The first Hungarian lithofacies map constructed in this way, largely reflects the facies zones of the  $\text{CaCO}_3$  content, *i.e.*, of the biogene element arranged in N-S trending strips. It shows that on the lithofacies map the biological facies appear independently of the facies zones of the clastic components. The facies zones of the clastic schlier types show more distinctly the connection with dry lands, which had supplied the detritus, whereas the lithofacies map reflects the biological zoning of the ancient sea. It is worth mention that the sandy shoal strip from Sashalom to Lósz appears also on the lithofacies map.

The lithofacies map strikingly reflects the petrological-chemical constitution of the adjoining dry lands. The lithofacies zones of high  $\text{CaCO}_3$  content are in contact with dry lands which consist of carbonatic rocks and supplied karst-water flows to the sea. (Bükk Mountains, Gömör-Torna Karst, Buda Mountains). On the other hand, the Vepor Mountains and Dunazug Mountains, which largely consist of volcanics and other chiefly silicatic rocks, border on lithofacies zones of low  $\text{CaCO}_3$  content.

#### REFERENCES

1. FÖLDVÁRI, A.—HAJDU-MOLNÁR, K.: Studies on the "schlier" formation I: *Acta Geologica* **12**, 167 1968.
2. KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L.: *Stratigraphy and Sedimentation*. 273—276, 1958.
3. SLOSS, L. L.—DAPPLES, E. C.—KRUMBEIN, W. C.: *Lithofacies Maps and Atlas of the U. S. A. and Southern Canada*. 1960.
4. FÖLDVÁRI, A.: Pannonkori mozgások a Budai-hegységben és a felsőpannon partvonala Budapest környékén. (Pontische Bewegungen im Budaer Gebirge und Strandlinien des Oberpontischen Sees bei Budapest.) *Földtani Közlöny* **61**, 51—63, 1931.
5. FÖLDVÁRI, A.: A tervezett újabb rákosligeti artézi kút előkészítő fúrásai. (Die Forschungsbohrungen des geplanten, neuen artesischen Brunnens in Budapest.) *Földtani Közlöny* **62**, 65—80, 1932.
6. HORUSITZKY, F.: Megjegyzések a Budapest környéki burdigalien kérdéséhez. (Remarques sur la question du Burdigalien des environs de Budapest.) *Földtani Közlöny* **64**, 321—334, 1934.
7. JÁMBOR, Á.—MOLDVAY, L.—RÓNAI, A.: Magyarázó Magyarország 200 000-es Földtani Térképsorozatához, L—34—II. Budapest. MÁFI 1966. (Explanatory note to the 200,000 scale Geological Maps of Hungary, sheet L—34—II, Budapest. Geological Institute, 1966.)
8. BALOGH, K.—BARTKÓ, L.—LÁNG, G.—SZÜCS, L.: Magyarázó Magyarország 200 000-es Földtani Térképsorozatához, M—32, Salgótarján. MÁFI. 1966. (Explanatory note to the 200,000 scale Geological Maps of Hungary, sheet M—32 Salgótarján. Geological Institute, 1966.)



## STUDIES ON THE "SCHLIER" FORMATION

### IV. FORAMINIFERAL BIOFACIES ZONES OF THE "SCHLIER" IN NORTH HUNGARY

By

A. FÖLDVÁRI and K. SZABÓ-SOMOGYVÁRI

MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL INSTITUTE,  
TECHNICAL UNIVERSITY FOR HEAVY INDUSTRY, MISKOLC

On the basis of the abundance of foraminiferae — first of all, globigerinae — biofacial zones can be distinguished. The biofacies map shows a rather good agreement with the lithofacies map, whereas the granulometric map is dependent upon source areas of detrital materials.

The palaeontological examination of 65 samples gave the following results.

The microfossil content of the samples was found to be fairly uniform although some of them belonged to the Oligocene Chattian stage, some to the Miocene Helvetian stage. They contained *Foraminifera*, spicules of sponges and echinoids and otoliths of fish, except for a few sandy samples which held only some sponge spicules.

As a rule, the *Foraminifera* are small with thin-walled calcareous tests. The number of species is medium or low. Planktonic forms (*Globigerina bulloides*) are rather abundant (up to 91 per cent in some samples), whereas in many samples they are almost entirely absent. Beside the *Globigerinae* there are among the benthonic species euryhaline forms, such as *Cibicides*, *Nonion*, *Rotalia*, stenohaline forms are also abundant, but they are very small and belong to just a few species, (*Bolivina*, *Bulimina*, *Robulus*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Cassidulina*, *Pullenia*, *Uvigerina*, etc.) The three great groups are represented as follows

- Planktonic 30 per cent,
- Euryhaline 36 per cent,
- Sthenohaline 34 per cent.

In the Oligocene samples sponge spicules are much less abundant than in the Helvetian ones (Fig. 1). There is also a conspicuous difference between the Chattian and Helvetian specimens concerning the spread of otoliths enriched again in the Helvetian samples. However, the schlier of both ages contains the same cosmopolitan species, so that, if the depth is unknown, the stratigraphic assessment is sometimes equivocal. Still, we have separated the Chattian samples from the Helvetian ones and classed each according to its faunistic content into one of four groups — taking in regard the per cent

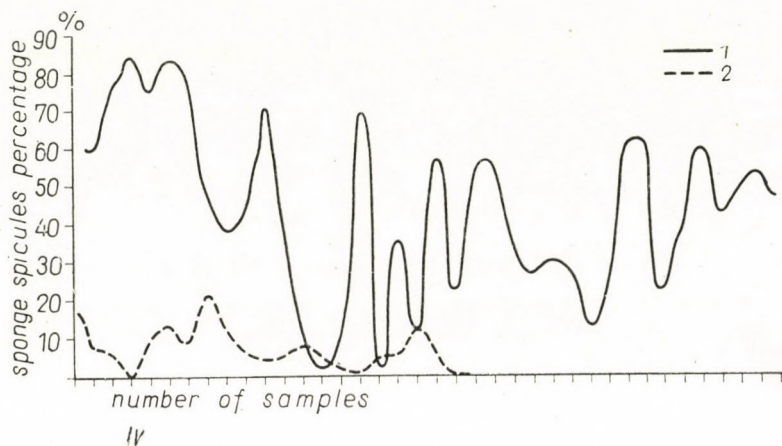


Fig. 1. Frequency of sponge spicules  
 1. Helvetian frequency;  
 2. Chattian frequency

of plankton, the faunistic variability, the dominant species, — and we have determined various zones of depth. On the basis of the microfauna we may state that the deposits came to exist mostly in the neritic zone, with overlaps on the bathyal and littoral zones. Sea-water did not especially favour the spread of big forms with thick tests, for presumably there were chilly currents flowing in this branch of the Tethys. Neither could the salt content have been quite uniform, influenced as it was by fresh-water inflows. This is noticeable mainly in the northeastern part of the area.

#### Chattian samples

These samples of type A, where the abundance of *Globigerinae* is over 45 per cent, with a medium or high number of species. The prevailing genera are *Cibicides-Bolivina-Bulimina*. Euryhaline forms occur only occasionally. In the bathyal zone the number of benthonic species is low, as compared to the great abundance of plankton, but in view of the relatively great variety of species, our sediment belongs to the deep border of the neritic zone.

In the samples of type B, *Globigerina* occur in a middling abundance (18 to 45 per cent, less than in type A). Among the benthonic species, *Cibicides* and *Bolivina* prevail also in this type; *Bulimina* is slightly repressed. In some samples *Dentalina* is noticeably frequent, though the number of its species is small as compared to the Middle Oligocene. Here and there, *Robulus* occurs in greater numbers, but with few species and tiny tests. This type contains the only Rupelian species (*Planulina osnabrugensis*). In some places, *Rotalia* and *Nonion* also appear in greater numbers. All these are deep neritic sediments.

In the samples of type C the percentage of *Globigerina* is very low, with a medium or large number of species. *Cibicides* is the prevailing species, but *Robulus* is more abundant than before. The role of *Bolivina* and *Bulimina* is fairly subordinate; in two samples, *Uvigerina* is abundant, while in some samples *Pullenia* and *Nodosaria* are in second place. In one sample, agglutinate species (*Cyclamina*, *Bathysiphon*, *Haplophragmoides*) are found in strikingly large numbers. This is the shallower part of the neritic zone.

In the only sample of type D, *Rotalia beccarii* prevails, in association with a few other species of very small size. This is the littoral zone with brackish water.

### Helvetian samples

In type A, the *Globigerina* content is, here too, over 45 per cent. The prevailing genera are *Cibicides*, *Bolivina*, *Nonion*. The number of species is medium or high. This type seems somewhat shallower than the similar Oligocene one, for its plankton and also *Bolivina* and *Bulimina* characteristic of a deeper sea are less abundant. This is the deep border of the neritic zone.

In type B, *Globigerina* occurs in 45 to 20 per cent. The number of species is medium or low; this is the difference against the similar Chattian type. The fauna likewise differs in percentual composition: *Nonion* and *Rotalia* are as abundant as *Cibicides*. A few samples abound also in *Bolivina* and *Robulus* but samples rich in *Dentalina* are absent. These circumstances suggest, that whereas the depth zone did not change, the water was mixed with fresh water in some places. The sediments are deep-neritic.

In type C the *Globigerina* content is very low, less than 10 per cent. The number of species is medium or high. Among the benthonic species, *Cibicides* is dominant: *Bolivina* and *Bulimina* are also fairly frequent, while *Robulus* is playing an insignificant part as compared to the Chattian samples. This is the shallower part of the neritic zone.

In type D the *Globigerina* content is under 10 per cent, with a small number of species. The samples carry few *Foraminifera* if any, about half of them contain a few sponge spicules only. The predominant genera are: *Rotalia*, *Nonion*, and *Elphidium*. This is the littoral zone with brackish water.

In the following table the types are compared in respect of the salinity preferences and abundance of the *Foraminifera*:

Table 1

	Chattian			Helvetian		
	Planktonic %	Euryhaline %	Stenohaline %	Planktonic %	Euryhaline %	Stenohaline %
Type A	82	7	11	69	19	12
Type B	28	31	41	30	39	31
Type C	4	28	68	9	30	61
Type D	14	51	35	9	30	11
Average	32	29	39	29	42	29
Average	Chattian + Helvetian:			30	36	34

The facts enumerated above permit to state that, in the Oligocene, the water was slightly saltier and calmer and was thus more favourable to the enrichment of *Globigerina*. Freshwater inflows are indicated by the small number of species and the relatively high percentages of euryhaline elements, more pronounced in the Helvetian samples presumably because the inflow of more fresh water affected even the types of the deeper zones. The faunistic variability, *i.e.*, the variation of the number of species is greater in the Chattian than in the Helvetian. Besides major inflows of fresh water one definitely has to reckon with a cooling of the climate or rather with cold sea-currents.

Map 1 shows the areal distribution of the types of the Chattian schlier. The water deepened towards the north, while the types of shallow depth occur in isolated spots.

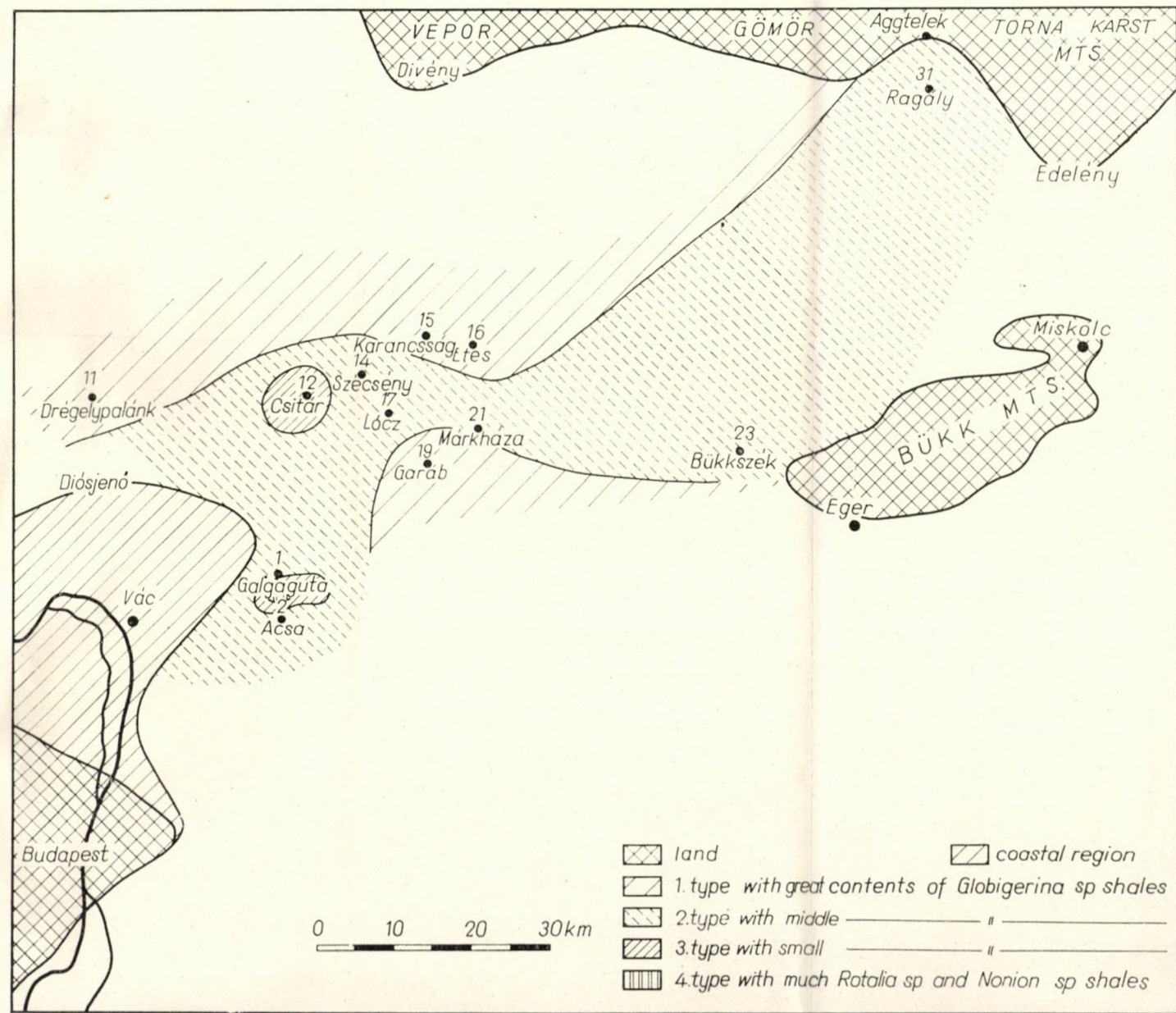
Map 2 exhibiting the areal distribution of the types of the Helvetian schlier, is more complicated than Map 1. Deep waters lay also in this period to the north, but only in the west, while in the east littoral facies form a strip of N—S direction.

Map 3 and 4 show the percentual distribution of the *Globigerina* content in the Chattian and Helvetian schliers, respectively.

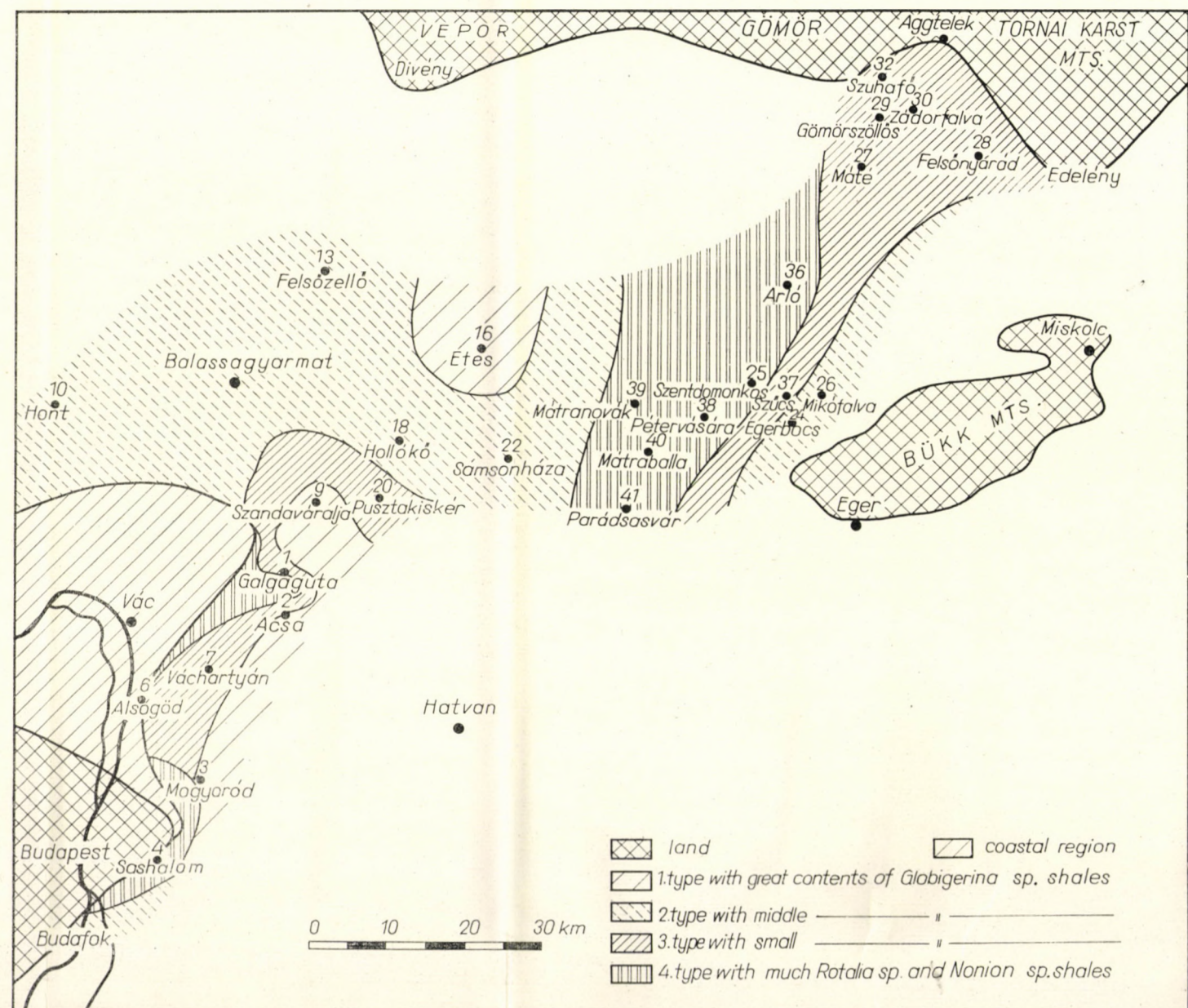
## REFERENCES

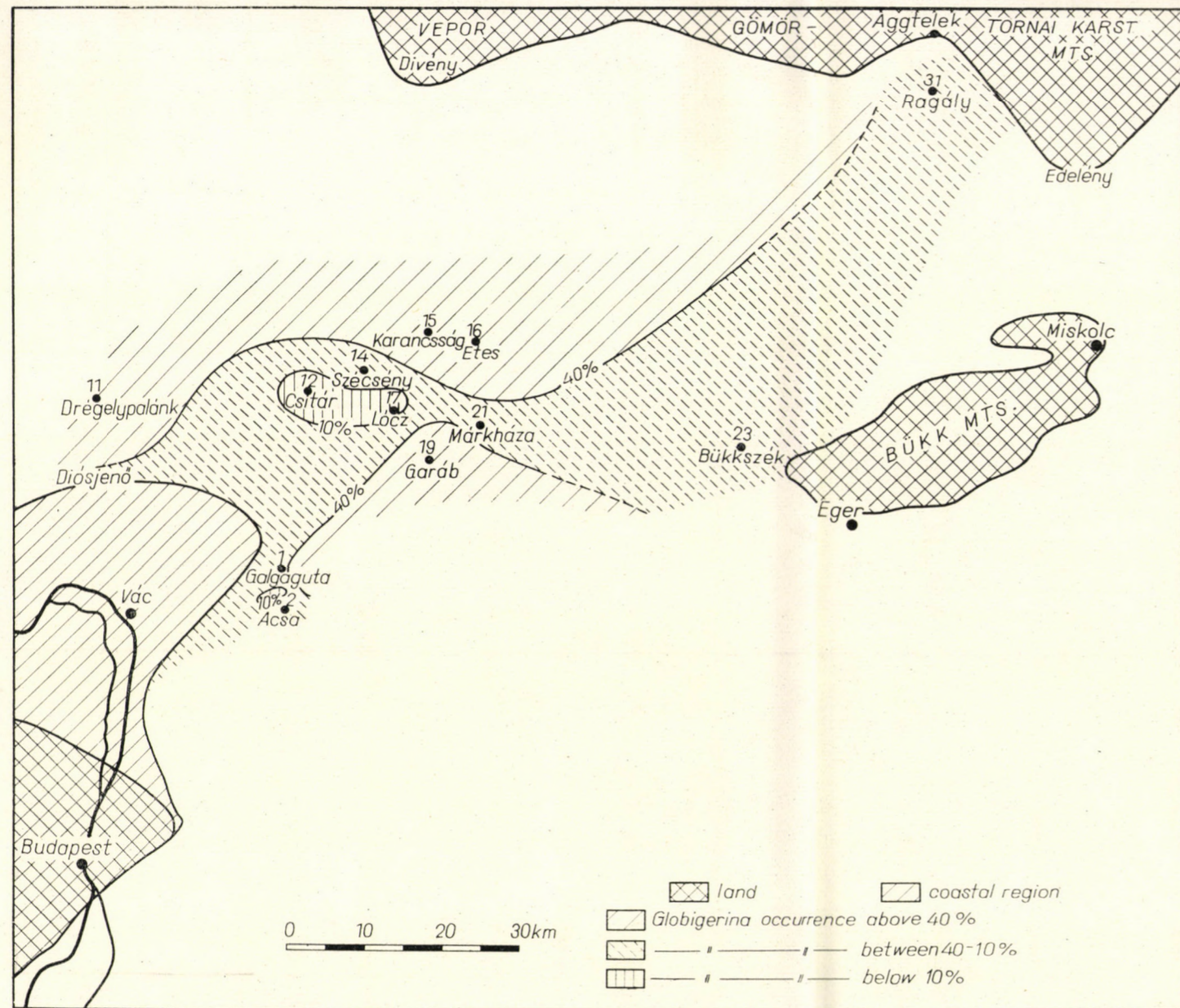
- IMORIE, J.—NEWELL, N.: Approaches to Paleocology. New York—London—Sidney, John Wiley and Son, 432, 1964.  
 MAJZON, L.: Foraminifera vizsgálatok. (Researches on Foraminifera.) Budapest. Akadémiai Kiadó, 939, 1966.  
 STRAUZ, L.: Geologische Fazieskunde. MÁFI Évkönyve, XXVIII, 75—269, 1928.

Map 1. Foraminifera facies map of Chattian schlier

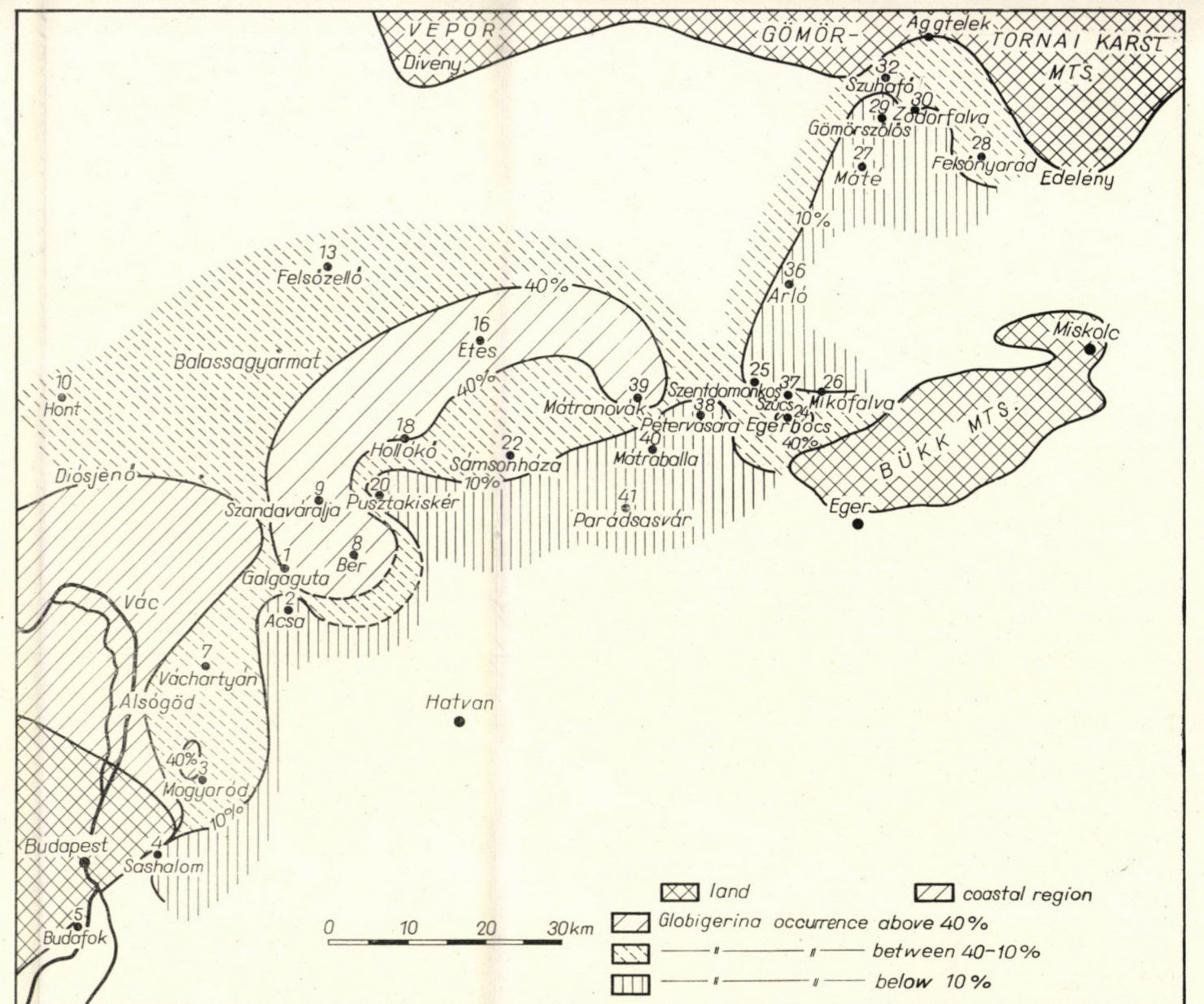


Map 2. Foraminifera facies map of Helvetian schlier





Map 3. Percentual distribution of *Globigerina* content in Chattian schlier



Map 4. Percentual distribution of *Globigerina* in Helvetian schlier





## РАБОТЫ О ШЛИРОВОЙ ФОРМАЦИИ I—IV.

А. ФЁЛЬДВАРИ И СОТР.

## Резюме

Широко развитая олигоцен-миоценовая шлировая формация была охарактеризована в четырех статьях по своим измеряемым показателям.

I. По типовым образцам, отобранным геологами, проводившими геологическую съемку на площадях развития шлира в Венгрии, были гранулометрически выделены 3 главные типа и 1 второстепенный: 1. оттангский тип (с двумя подтипами), 2. песчанистый шлир и 3. неустойчивый тип с несколькими максимумами. Данные типы могут быть выделены как в олигоценовых, так и миоценовых шлирах.

II. Образцы шлира, взятые на территории Австрии, относятся к вышеупомянутому оттангскому типу. Следовательно, выдержанность выделенных на территории ВНР типов шлира выходит за пределы республики.

III. Зоны гранулометрических типов венгерского шлира простираются параллельно миоценовой суше. Однако, литофациальная карта, составленная методом Крумбейн—Слосса, отображает влияние биогеографических поясов моря и карстовых вод, поступающих с суши в морской водоем. Эти последние простираются примерно перпендикулярно гранулометрическим зонам. И тем, и другим способом можно выявить песчанистую зону ССВ-го простираения в продолжении Будайских гор. Она обусловлена либо биогермами, либо тектоническим нарушением, либо морскими течениями.

IV. На основании количества фораминифер, в первую очередь, глобигерин, можно выделить биофациальные зоны. Биофациальная карта показывает большее соответствие литофациальной карте, в то время как карта, составленная по гранулометрическим данным, является функцией суши — области сноса обломочного материала.

Вышеизложенные исследования будут продолжаться обработкой полных разрезов шлировых толщ с точки зрения их микроминералогии и других особенностей.



## ENTWICKLUNGSGESCHICHTLICHE UND PALÄOGEOGRAPHISCHE GRUNDZÜGE DES UNGARISCHEN UNTERPANNONS

Von

L. KŐRÖSSY

UNGARISCHER ERDÖL- UND GASTRUST, BUDAPEST

Auf Grund zahlreicher Tiefbohrungen kann das Unterpannon in 5 Horizonte aufgeteilt werden. Es sind dies

5. sandiger Tonmergel-Horizont,
4. sandiger Horizont,
3. Mergel-Tonmergel-Horizont,
2. Kalkmergel-Horizont und
1. Basalkonglomerat.

Die drei obersten Horizonte sind regional verbreitet.

Das unterpannonische Binnenmeer transgredierte nach der präpontischen Erosion zuerst im SO-Teil der Großen Tiefebene, im Drau-Becken und in den inneren Beckenteilen der Kleinen Tiefebene. Von diesen Senken breitete es sich auf die umliegenden Gebiete aus, ohne daß es jedoch das gesamte heutige Becken selbst am Ende des Unterpannons überflutet hätte. Zwischen Balaton, Donau und Mecsek-Gebirge gab es ein größeres zusammenhängendes Festland, anderswo aber mehrere inselartige Erhebungen. Zu Beginn des Oberpannons breitete sich die Transgression weiter aus, doch gab es auch zu dieser Zeit noch Inseln in Transdanubien. Diese sowie ein größeres zusammenhängendes Festland zwischen Bakony- und Mecsek-Gebirge und größere Gebiete im westlichen Teil des Landes wurden vom Binnenmeer erst später im Oberpannon überflutet.

Die Horizonte des Unterpannons wurden in Profilen veranschaulicht, die in Transdanubien N-S, in der Großen Tiefebene NW-SO verlaufen, und an 3 Karten.

Die geologischen Verhältnisse, wie sie im ungarischen Pannon-Becken zu Ende des Miozäns und während des Pliozäns bestanden, werden mit der zunehmenden Erschließung einzelner Teilgebiete dieses Beckens immer deutlicher erkannt. Zwischen Sarmat und Pannon glaubte KARRER (1877) eine Denudation und Lücke festzustellen, wogegen andere Verfasser eine fort-dauernde Sedimentation annahmen (HALAVÁTS 1911, LÓCZY 1916). Nach neueren Unterlagen hatte es in Ungarn vermutlich nur in eng umschriebenen Teilgebieten eine kontinuierliche Sedimentation gegeben, während sich anderwärts Unterbrechungen und Schichtlücken erkennen lassen. Erstmalig wurde eine solche von SZÁDECZKY-KARDOSS (1938) und SÜMEGHY (1939) für die Kleine Tiefebene nachgewiesen.

Von der unteren, mittleren und oberen Sarmatstufe Sinzows und Andrusows läßt sich in Ungarn nur die untere (wolhynische) Stufe auf Grund ihrer erwillienführenden Fauna mit Sicherheit unterscheiden. Nach SUESS, ANDRUSOW und VADÁSZ umfaßt der Sarmat die regressiven Sedimente des Spät-miozäns.

Nach M. PAUCA (1935) war die Verbindung zwischen dem osteuropäischen und dem pannonischen Binnenmeer in der Zeit zwischen Untersarmat und Unterpannon unterbrochen, so daß sich die beiden Gebiete in diesem Zeitabschnitt verschiedenartig fortentwickelten. Die osteuropäischen mittel- und obersarmatischen und meotischen Ablagerungen kommen nach PAUCA im pannonischen Becken nicht vor. Die Verbindung zwischen den beiden Becken kam erst im Unterpannon wieder zustande und demzufolge wurden auch die Ablagerungen der beiden Becken wieder einander ähnlich.

Übergangs- (Brücken-) Faunen zwischen Sarmat und Pannon, von welchen z. B. LÖRENTHEY schrieb (1903), sind nach SCHRÉTER (1941) nicht vorhanden, vielmehr kommen nur umgehäuften und zusammengespülte Faunen vor.

Im pannonischen Becken brachten epigenetische Bewegungen zu Ende des Miozäns eine allgemeine Hebung sowie die Spuren einer Regression zustande. Es bildeten sich weiträumige Festlandsschwellen (attische synorogene Bewegungen), doch blieben in einzelnen kleineren und tieferen Beckenteilen Reliktseen zurück, in welchen sich die Ablagerung vermutlich ununterbrochen fortsetzte. Allerdings fehlt von ihren süßwasserigen Ablagerungen jene Fauna, die für das osteuropäische Obermiozän und Unterpliozän des Hauptbeckens kennzeichnend ist.

Nach den Tiefbohrungen lag ein großer Teil Ungarns nach der allgemeinen Regression zu Ende des Miozäns (am Ende des Sarmats und zu Beginn des Pliozäns) trocken. Auf dem emporgehobenen Land war die Denudation am Werk, die auch die Ablagerungen der unmittelbar vorgegangenen Stufen von großen Flächen mehr oder minder tief wegschaffte (prepontische Erosion).

### Übergangsschichten zwischen Miozän und Pliozän

Jene kleineren Beckenabschnitte, in denen mutmaßlich in Reliktseen eine fortdauernde Ablagerung vor sich ging, liegen nicht im zentralen Teil des heutigen Pliozän-Beckens, sondern eigentümlicherweise an dessen Rändern (Randsenken).

Diese fortdauernde Ablagerung war vermutlich auf jene Gebiete beschränkt, wo auch die Ablagerungen des Sarmats eine größere Mächtigkeit erreicht hatten. Nach JASKÓ (1947) ist die Mächtigkeit der sarmatischen Ablagerungen im Wiener Becken 1000 m, in der Grazer Bucht 600 m, im Becken von Zala (Budafa) 639 m, im Siebenbürgischen Becken (Erdőszentgyörgy) 860 m und im nördlichen Teil der Kleinen Tiefebene nach tschechoslowakischen Bohrungen ca. 200 m. Im Ung-Latorca-Becken bei Csap hat eine Bohrung 1040 m Sarmat durchteuft.

Der besterschlossene Beckenteil Ungarns ist der von Zala-Órség im SW-Teil des Landes, wo in 18 Schürffeldern mehrere hundert Bohrungen die Übergangsschichten zwischen Miozän und Pliozän durchteuft haben. Da hier Miozän und Pliozän nicht scharf gegeneinander abgegrenzt sind, wird die Grenze bei der Verarbeitung der Bohrlochproben häufig verschieden tief gezogen. Die polyhalin brackischen Ablagerungen des Unterpannon gehen nach unten in eine fossilere limnische Schichtenfolge, dann in die brackischen Sedimente des Untersarmats mit spärlicher Fauna über. Zwischen Miozän und Pliozän lassen sich weder wesentliche lithologische Unterschiede, noch Spuren einer Diskordanz feststellen. An der stratigrafischen Grenze (bei Budafa, Lovászi, Bajcsa, Oltárc, Csesztreg usw.) liegt in 10–20 m Mächtigkeit ein blättriger, fisch-schuppiger Mergel und gelblich-grau gestreifter Kalkmergel, der unseres Erachtens bereits der sarmatischen Stufe angehört. Die spärlichen kleinen Elphidien und Miliolinen und Bryozoen-Fragmente hingegen, die in größeren Tiefen anzutreffen sind, deuten bereits auf die Torton-Stufe hin.

Aus der 3480 m tiefen Bohrung bei Spacince auf der slowakischen Seite der Kleinen Tiefebene erwähnt MOŘKOVSKÝ eine Schichtenfolge, die eine fortdauernde Sedimentation zwischen Miozän und Pliozän beweisen kann. Es lassen sich anhand der Mikrofauna alle drei Horizonte der sarmatischen Stufe des Wiener Beckens nachweisen. Die spätsarmatischen kaolinhaltigen Tone lassen nach MOŘKOVSKÝ auf eine Regression schließen; doch entfalten sich die konkordant darauffolgenden unterpannonischen Ablagerungen allmählich aus dem Sarmat. Nach HOMOLA (1958) kann links von der Donau in der Kleinen Tiefebene, im Beckeninnern zwischen Sarmat und Unterpannon eine anhaltende Sedimentation angenommen werden, an den Beckenrändern transgredierte jedoch das Mittelpannon über die denudierte Oberfläche der sarmatischen Ablagerungen. Für die Kleine Tiefebene dürfen wir also gleichfalls eine örtlich fortdauernde Sedimentation zwischen Miozän und Pliozän annehmen.

Im nordöstlichen Beckengebiet der Slowakei (in der Ung-Latorca-Ebene) besteht der obere Teil des Sarmats aus einer mächtigen limnischen Schichtenfolge, welcher gleichfalls limnische pannonische Sedimente aufgelagert sind. In diesem Becken ist auch schon der Obertorton brackisch in 2000 m Mächtigkeit vorhanden. Er wird nach der Bohrung von Gálszécs von sarmatischen und pannonischen Brack- und Süßwasser-Schichten in 707 m Mächtigkeit überlagert.

Sarmatisch-unterpannonische Übergangsschichten wurden auch von den Rändern des pannonischen Beckens, von den Rändern des Mecsek-, des Bakony- und des Réz-Gebirges erwähnt, doch handelt es sich hier eher um ein ungehäuftes Material, das nicht eine fortdauernde Ablagerung beweisen kann. In der Umgebung von Várpalota liegt nach KÓKAY (1954) über dem Sarmat Unterpannon; zwischen beiden »deutet die entartete Mikro- und Makrofauna

einer etwa einen halben Meter mächtigen Bank die zunehmende Versüßung des Wassers an. Diese Bank geht sodann in die Melanopsis- und Congeria-führenden Schichten des Unterpannon über.

Eine Zusammenfassung der »Übergangs-Schichten« zwischen Sarmat und Pannon hat BARTHA (1966) auf Grund der Beobachtungen von LÖRENTHEY, VITÁLIS, ZALÁNYI, BODA und KÓKAY sowie seiner eigenen Untersuchungen auch für andere Gebiete gegeben. Doch selbst wenn der Beweis erbracht würde, daß es sich an diesen Punkten des Beckenrandes tatsächlich um Übergangsschichten zwischen der Sarmat-Stufe und Unterpannon handelt, sollte das wenige Meter mächtige Unterpannon der Beckenränder im Vergleich zu den mehreren hundert, ja tausend Metern im Beckeninnern als lückenhaft angesehen werden. Am Beckenrand kann nur ein geringer (u. zw. nach unseren Untersuchungen der oberste) Teil des Unterpannon vertreten sein. *Dann muß jedoch zwischen dem unteren Sarmat und dem oberen Teil des Unterpannon, regional gesehen, eine Schichtlücke vorhanden sein*, und die wenige Meter mächtigen Übergangsschichten beweisen keineswegs eine fortdauernde Ablagerung.

Der Beachtung wert ist weiterhin die allgemeine Versüßung zwischen Sarmat und Pannon.

In den Becken liegt das Unterpannon weit auf älteren Formationen (Kristalline, mesozoischen Formationen, Oberkreide- und Paläogen-Flysch usw.) und nur örtlich auf dem Untersarmat. Auch dieser Umstand spricht dafür, *daß die Möglichkeit einer lückenloser Ablagerung zwischen Sarmat und Pannon nur auf kleinen Gebieten gegeben war; doch finden sich auch an diesen Stellen nur die tieferen Teile der sarmatischen Schichtenfolge, die vielfach den Charakter von Erosionsresten aufweisen. Örtlich (wie etwa in der Nyírség) fehlen auch die untersten Horizonte des über dem Untersarmat liegenden Pannon, was auch eine Schichtenlücke bedeutet (präpontische Erosion).*

Zusammenfassend läßt sich behaupten, daß wir im südlichen Teil der Kleinen und im inneren Teil den Großen Tiefebene Ungarns keine allgemeinverbreiteten Übergangsschichten zwischen Miozän und Pliozän kennen. In der Großen Tiefebene und in großen Gebieten Transdanubiens liegt das polyhalin-brackische Unterpannon mit einer Schichtlücke und diskordantem Basalkonglomerat über den Denudationsresten des brackischen Untersarmats oder häufig über älteren Formationen.

### Die Unterteilung des Unterpannon

In den inneren Beckengebieten des Landes wird die paläo-mesozoische Beckensohle nur fleckenmässig durch einzelne Miozänablagerungen bedeckt. Die Verbreitung des Miozäns widerspiegelt eine paläogeographische Situation mit seichten Meeresästen.

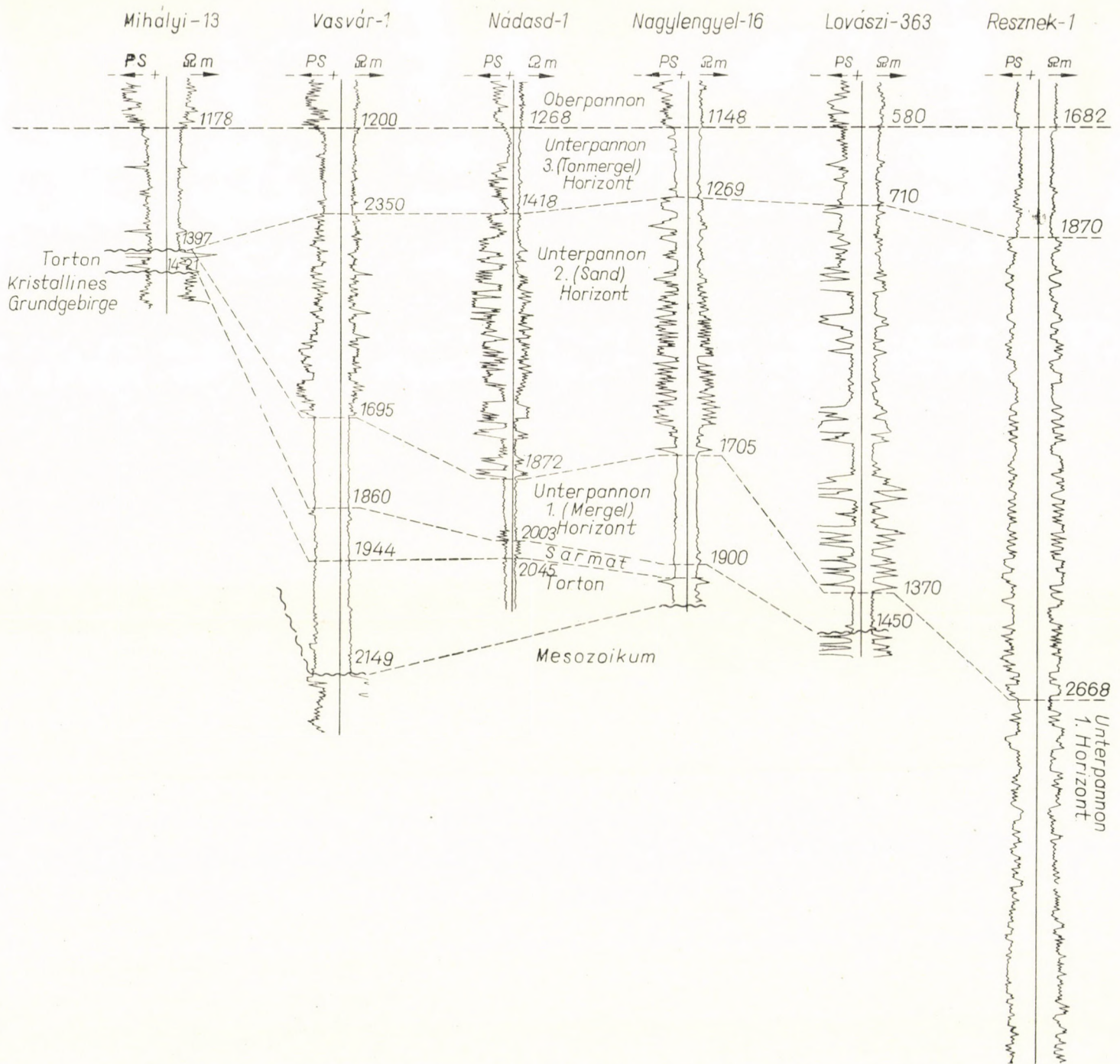


Abb. 1. Die Identifizierung der unterpannonischen Horizonte in den transdanubischen Becken.

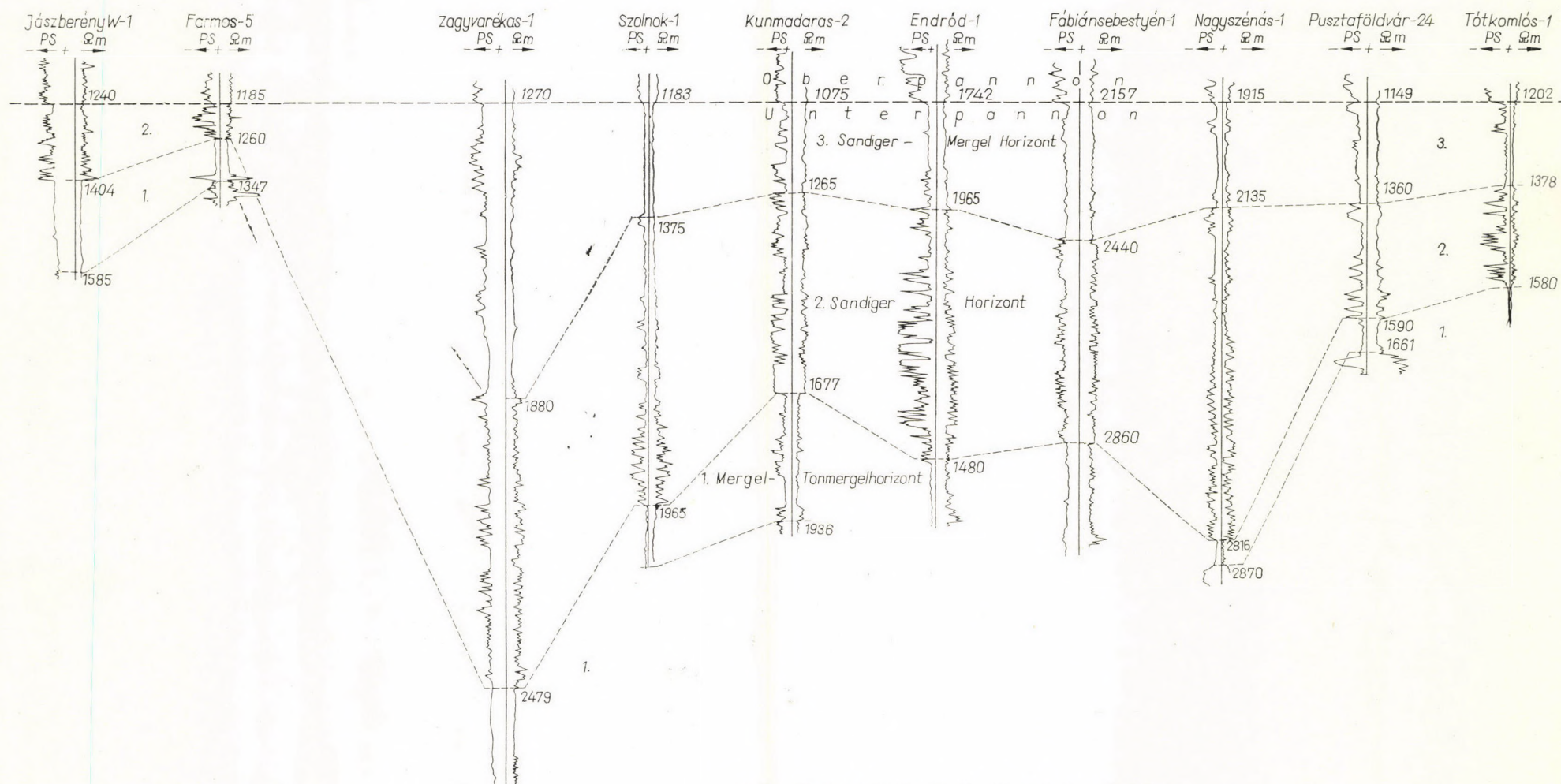


Abb. 2. Identifizierung der unterpannonischen Horizonte in der Großen Ungarischen Tiefebene

Im Land zwischen Donau und Theiß liegen nach neueren Bohrungen westlich von Kecskemét und um Kiskunhalas tortonische und eventuell auch helvetische Sedimente von sehr großer Mächtigkeit, während sie anderwärts fehlen. Diese großen Mächtigkeitsunterschiede (0 m—900 m) sind Folgen der tektonischen Bewegungen, die sich während des Miozäns (steirische Phase) und nachher (präpontische Erosion) abgespielt haben. In den ungarischen Becken setzte eine allgemeine Ablagerung von mehr oder minder gleicher Mächtigkeit erst im unteren Pannon ein; sie hat allmählich fast das ganze Becken aufgefüllt.

Die pliozän-pleistozäne Schichtenfolge erscheint uns als ein einziger gewaltiger Ablagerungszyklus in drei Abschnitten. Er begann mit einer transgressiven Ablagerung geringer Mächtigkeit, die sich in einer langandauernden ausgeglichenen, äußerst langsamen, feinkörnigen und nur ab und zu durch sandige Lagen unterbrochenen Sedimentation fortsetzte. Schließlich begann allmählich oder stellenweise auch plötzlich die mannigfaltige, durch die Wechsellagerung zunehmend sandigeren und gröberen Materials gekennzeichnete Regressionsepisode; die Mächtigkeit ihrer Ablagerungen übertraf jene der Transgressionsepisode und in der Regel auch die der mittleren, ausgeglichenen Episode. Ihre nach oben zu immer gröber werdenden Ablagerungen gingen schließlich nach der völligen Auffüllung des Beckens in sumpfige, fluviale, lakustrische und subaerische Festlandsedimente über.

Das Unterpannon umfaßt die Transgressions- sowie die mittlere Episode, wogegen das Oberpannon mit der Regressionsepisode zusammenfällt. Die Regression zwischen Unter- und Oberpannon infolge der rhodanischen Phase machte sich stellenweise (Szolnok, Algyó) auch im Becken durch eine Diskordanz bemerkbar. In kleineren Flecken setzt auch das Oberpannon mit Transgressionssedimenten ein; vom oberpannonischen Binnenmeer wurden zu dieser Zeit auch Gebiete überflutet die im Unterpannon trockengelegen waren, z. B. der westliche Teil des Landes zwischen Donau und Theiß sowie SO-Transdanubien. Die lokale Transgression des Oberpannons wurde jedoch unmittelbar von den allgemeinen regressionsbedingten Sedimentation verfolgt.

Innerhalb des großen pannonischen Sedimentationszyklus lassen sich mehrere Fluktuationen erkennen: Episoden der ruhigen, langsamen Ablagerung feingekörnter Sedimente wechseln mit Episoden ab, in denen sich gröberes Material abgelagerte.

*Um die Entwicklung der pannonischen Ablagerungen in Becken rekonstruieren zu können, wollen wir dieselben in Horizonte einteilen.* Die ältesten pannonischen Sedimente müssen wir in jenen engen Beckenteilen suchen, wo wir zwischen Miozän und Pliozän eine lückenlose Ablagerung angenommen haben, wo also das Basalkonglomerat fehlt. In den sonstigen Gebieten unterscheiden wir im Unterpannon von 800—1000 m Mächtigkeit — ein Basalkonglomerat der Transgression und die nachfolgenden mächtigen, ausgeglichenen

Sedimente. Diese letzteren lassen sich aufgrund von Schwankungen in der Ablagerung in weitere vier Teilhorizonte unterteilen, die auf weiten Gebieten des Landes nachweisbar sind. Zusammen mit dem Basalkonglomerat unterscheiden wir also nach Abb. 1 und 2 folgende fünf unterpannonische Horizonte:

5. sandiger Tonmergel-Horizont,
4. sandiger Horizont,
3. Mergel-Tonmergel-Horizont,
2. Kalkmergel-Horizont,
1. Basalkonglomerat.

### 1. *Unterpannonisches Basalkonglomerat*

Zu Beginn der Unterpannon-Transgression war das Relief der sinkenden Beckensohle gegliedert, die Denudation konnte sich noch weiträumig fortsetzen. Aus den ersten Sedimenten zu schließen, waren jedoch die damaligen Höhenunterschiede geringer als die gegenwärtigen. Heute lassen die geophysikalischen Vermessungen mehr als 3000 m hohe, unter dem Pannon begrabene Gebirgszüge vermuten, und die Bohrungen haben ihr Vorhandensein auch tatsächlich bewiesen. Das unterpannonische Basalkonglomerat ist jedoch nicht so grob, daß es von so hohen Gebirgen herkommen könnte. Das erwähnte Relief der Beckensohle ist erst durch die tektonischen Bewegungen nach dem Unterpannon entstanden.

Die ersten pannonischen Ablagerungen bestehen aus den Produkten der lokalen Denudation, dem Abrasionsgeröll der Brandungsküsten und dem groben Fluvialgeröll der Flußmündungen zusammen. Diese Schichtenreihe ist je nach den Oberflächenformen der ehemaligen Beckensohle unterschiedlich mächtig: an den einst emporragenden Stellen ist sie weniger mächtig, wenn sie nicht ganz fehlt.

Stellenweise lieferte die Denudation keinerlei zur Bildung eines Basalkonglomerats geeignetes Material. Wo das pannonische Binnenmeer auf tonige tuffige, oder tuffitische Bildungen stieß (sarmatisch-tortonische Tone, Mergel, Tuffgesteine, Paläogen-, Kreide-Flysch usw.), dort fehlt das Basalkonglomerat. Stellenweise trifft man jedoch auch Tongerölle.

Das Basalkonglomerat entstammt in der Regel dem nahen Grundgebirge, wobei das gröbere Geröll nur über kürzere Entfernungen verfrachtet wurde. Bei Pusztaföldvár besteht das 5–75 m mächtige Basalkonglomerat hauptsächlich aus kristallinem Schiefer. Es enthält kaum etwas vom Material der mesozoischen Beckensohle, die 5–10 km weiter bei Pusztaszöllös und Tótkomlós ansteht, und umgekehrt.

Da das gröbere Material des Basalkonglomerats nur über kürzere Entfernungen transportiert wurde, ist der Horizont horizontal lückenhaft. In den

oberen, feiner gekörnten Lagen des Basalkonglomerats finden sich in größerer Ausdehnung Quarzsandschichten, deren Material von weiterher stammt.

Die Einordnung des Basalkonglomerats in das Unterpannon ist durch Fossilien mehrfach belegt.

Wo immer die fortschreitende Transgression des unterpannonischen Binnenmeeres das Grundgebirge — die Quelle groben Gerölls — mit Ablagerungen bedeckte, hörte die Bildung des Basalkonglomerates auf, oder wurde die Bildungszone des Basalkonglomerats mit der Zeit landeinwärts verschoben. Unter solchen Umständen bildete sich das Basalkonglomerat offenbar nicht im ganzen Becken gleichzeitig.

In einigen tiefen Miozänbecken am Rande des pannonischen Beckens ging die Ablagerung an der Miozän-Pliozän-Wende ununterbrochen weiter; die ältesten unterpannonischen Ablagerung kamen eben an diesen Stellen zustande, wo sich kein echtes Transgressions-Basalkonglomerat bilden konnte. Die Bildung des pannonischen Basalkonglomerats dauerte örtlich also auch noch im Oberpannon fort, u. zw. in jenen höhergelegenen Beckenteilen, wo das Binnenmeer erst im Oberpannon vordrang. Das Basalkonglomerat ist daher, wie gesagt, nicht überall gleichaltrig; es kann also jeweils nur für die gegebene Stelle als die dortige älteste pannonische Schicht angesehen werden. Überall, wo das pannonische Binnenmeer erst später transgredierte, fehlen über dem Basalkonglomerat die tieferen Horizonte des Unterpannons. Selbst Ausbisse von Basalkonglomerat an der Oberfläche wurden beschrieben, wie etwa vom Bakony-Gebirge (im Brandungsgeröll des Steinmeeres von Köveskál sowie in den Gegenden von Kővágóörs, Kőhát und Sümeg).

Wo immer die Schichtenreihe des Unterpannons vollständig ist, liegt über dem Basalkonglomerat überall der Kalkmergel als nächster gut abgrenzbarer Horizont.

## 2. Kalkmergel-Horizont

Der dem Basalkonglomerat aufgelagerte Kalkmergel-Horizont umfaßt graue, bräunlichgraue, harte, dickbankige oder dünnsschichtige Mergel von muscheligen Bruch. Höhere Kalkgehalte gehen mit hellerer Färbung Hand in Hand. Der Kalkgehalt erreicht stellenweise 80—90%, in der Form von tonigen Kalksteinbänken.

Der Kalkmergel ist häufig in Reduktionszonen entstanden und deshalb stark pyrithaltig. Er ist das Produkt einer langsamen Ablagerung in ziemlich tiefem Wasser, oder in geschlossenen Buchten mit schwach durchbewegtem Wasser, wo nur des feinkörnige Material weit entfernt oder flacher Küsten hingelangte.

Typische Kalkmergel finden sich an Stellen, wo verhältnismäßig wenig klastisches Material hinkam, so daß sich relativ größere Mengen chemischer

Gemengeteile absetzten. Wo die Strömungen größere Mengen von Klastika mitführten, ging der Kalkmergel in Mergel und Tonmergel über. In einigen tieferen Teilbecken (im Órség- und im südlichen Zala-Becken sowie in einzelnen Teilen des Beckens von Békés), wo mächtiges Unterpannon vorliegt, sind statt Kalkmergel Sand und Tonmergel entstanden.

Typisch ist der Kalkmergel überall, wo die vorpannonische Beckensohle aus karbonatischen Gesteinen besteht, wo also günstige Gegebenheiten zur Bildung von Kalkschlamm vorlagen, wie etwa über den mesozoischen Beckensohlen des Transdanubischen Mittelgebirges, im Land zwischen Donau und Theiß und in der Gegend von Tótkomlós, in den nördlichen Teilen des Landes jenseits der Theiß und in großen Teilen des Drau-Beckens.

Der Kalkmergel-Horizont ist vermutlich identisch mit dem weitverbreiteten »Weißmergel«-Horizont im südlichen Teil der Großen Tiefebene. Letzterer unterscheidet sich lediglich in seiner weniger fortgeschrittenen Diagenese vom stärker diagenetisch beanspruchten Kalkmergel der tieferen Beckenteile. Die Fossilien beweisen ein pannonisches Alter (obgleich man sie stellenweise als sarmatisch betrachtet hat).

Der Kalkmergel ist hier Ölmuttergestein, mitunter bildet er auch Speicher von Kluft bzw. Kavernentyp (Tótkomlós).

### 3. Mergel-Tonmergel-Horizont

Über dem Kalkmergel bildete sich mit einer allmählichen Abnahme des Kalkgehaltes ohne scharfe Grenze ein 80—200 m mächtiger Tonmergel-Horizont aus. Wegen der vielen lokalen Unterschiede in der Bezeichnung (Lenti- und Hahót-Mergel, großer oder rieselnder Mergel usw. in Transdanubien bzw. Valenciennesien-Tonmergel in der Großen Tiefebene) war seine allgemeine Verbreitung lange Zeit hindurch nicht erkannt. Er kommt ausge dehnt auf zusammenhängenden Flächen sowohl in Transdanubien als auch in der Großen Tiefebene vor (Abb. 3).

Die Mergel-Tonmergel sind im allgemeinen grau bis dunkelgrau und äußerst feinkörnig, hie und da jedoch mit dünnen (nur wenige Millimeter starken) Zwischenlagen eines feinen, glimmerführenden Sandes. In den tieferen Becken ist der Mergel infolge hohen Hangenddruckes schiefbrig. In seiner typischen Entwicklung ist der Mergel-Tonmergel-Horizont das Produkt einer lang anhaltenden, langsamen und ausgeglichenen Ablagerung aus so langsam strömendem Wasser, daß sich auch die feinsten Gemengeteile abzusetzen vermochten. Nach den Untersuchungen von MOLNÁR kann die Schlamm- und Tonfraktion in diesem Horizont 95% erreichen, einen Wert, der in den höheren Horizonten nicht mehr wiederkommt.

Zur Zeit dieses Horizontes dürfte das unterpannonische Binnenmeer seine größte Tiefe erreicht haben. Nach einer Schätzung von VÖLGYI auf

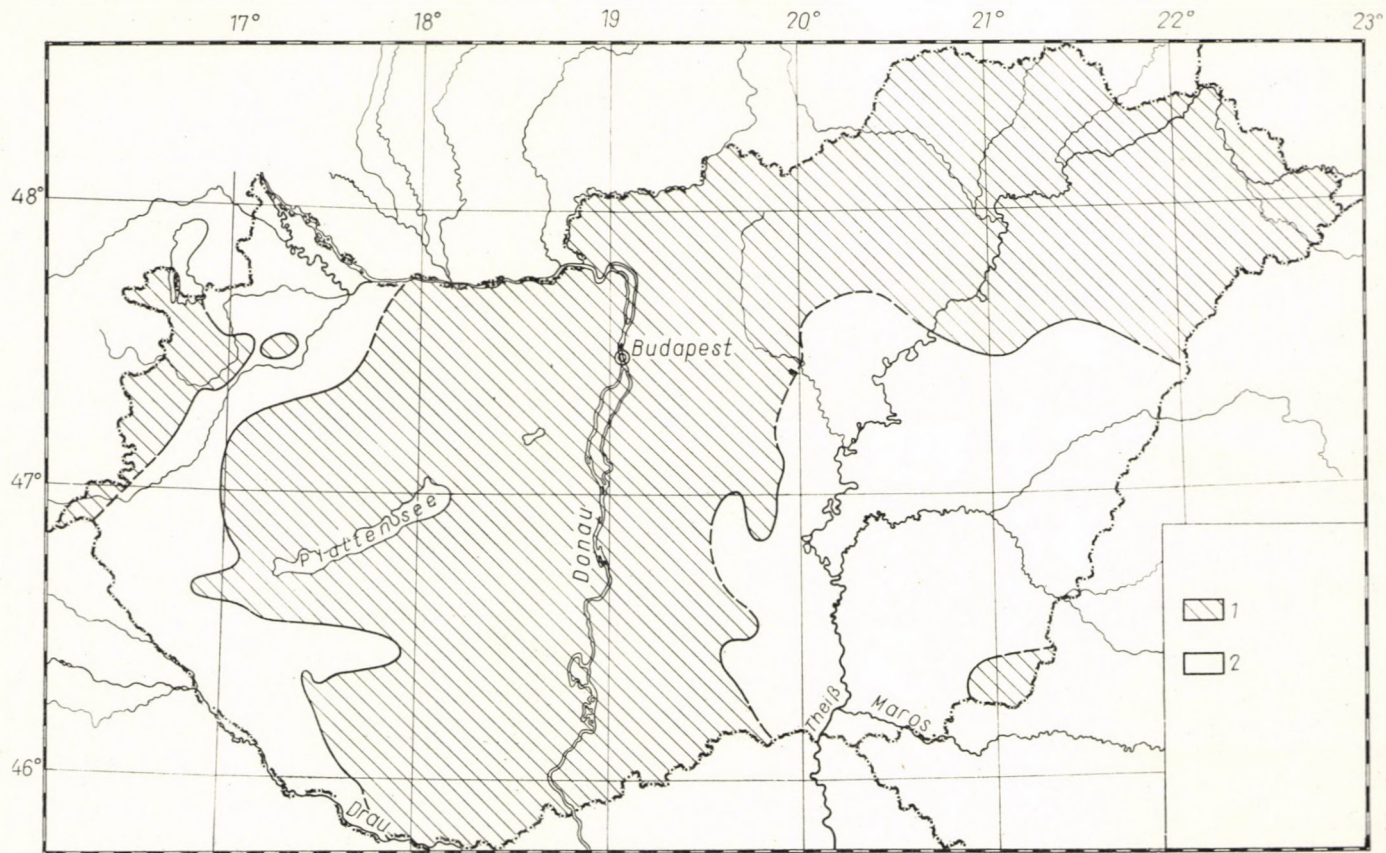


Abb. 3. Die Verbreitung des unterpannonischen Mergel-Tonmergelhorizonts. Zeichenerklärung: 1. Festlandsflächen im ersten Drittel des Unterpannons; 2. vom Binnenmeer bedeckte Flächen im ersten Drittel des Unterpannons

Grund einer von SZEBÉNYI abgeleiteten Methode betrug die Wassertiefe maximal 500 m. Zu dem gleichen Ergebnis gelangte SZÉLES aufgrund der Ökologie der Fauna. Eine Folge der schwachen Durchbewegung des Wassers ist das reduktive Milieu und das Entstehen feinen Pyrits. Es kann angenommen werden, daß dieser Horizont viele der wichtigsten Muttergesteine flüssiger Kohlenwasserstoffe umfaßt.

An den Rändern der einstigen Becken, an den Stellen rascher, unruhiger Sedimentationen, ist der Mergel-Tonmergel-Horizont nicht typisch, mit mehr oder minder mächtigen Zwischengelagerungen feinkörniger Sandsteine. In dem rasch abgesunkenen und aufgefüllten tiefen Becken von Südwest-Ungarn enthält dieser Horizont eine vorwiegend sandige Schichtenreihe. Hier sind lediglich die weniger mächtigen Tonmergeleinlagerungen mit den anderwärts typischen Bildungen identisch (s. Bohrprofil Resznek, Abb. 1). In der Großen Tiefebene hingegeben gibt es Gebiete, in denen der Mergel-Tonmergel-Horizont gegen den mittleren, »sandigen« Horizont des Unterpannon deshalb nicht scharf abgegrenzt werden kann, weil sich der tonige Charakter auch in diesen fortsetzt.

Im Beckeninneren der Kleinen Tiefebene wurde der Mergel-Tonmergel-Horizont nur in der Bohrung Mosonszentjános 4. durchteuft. Hier beträgt seine Mächtigkeit mehr als 500 m. Der an der Donau gelegene Teil der Kleinen Tiefebene muß also am Anfang des Unterpannoniens ein kräftig sinkendes Gebiet gewesen sein.

Dieser Horizont ist auch im südwestlichen Teil des Landes stellenweise außerordentlich mächtig (Csesztreg 700 m, Resznek 900 m), jedoch ist er dort nicht typisch (sandig) ausgebildet. Dort ist auch das Miozän äußerst mächtig, die kräftige Senkung geht also auf miozäne Zeiten zurück.

Der Mergel-Tonmergel-Horizont läßt sich auch im Drau-Becken weit verfolgen. Vom Westen her schob sich gegen Kaposvár hin zwischen die Festländer der Mecsek und Bakony, südlich von dem gleichfalls noch unüberschwemmten Horst von Inke und nördlich von der Horstkette von Görgeteg—Babócsa eine Bucht vor. Auf diesen Horsten fehlt der Horizont ganz, zum Teil ist sogar auch das Miozän abgetragen.

Zwischen der Kleinen Tiefebene und dem Becken von Zala, nördlich von Vasvár, zeichnet sich vom Beginn des Unterpannons eine schmale Meerenge ab. Sie verläuft im großen ganzen der heutigen Rába entlang. Als Insel hob sich aus ihr die miozäne vulkanischen Masse von Pásztori empor, während Halbinseln im Westen die altpaläozoische Horstkette von Mihályi, im Osten hingegen die mesozoische Horstkette von Káld halbinselartig in das Binnenmeer vorschoben.

Der mittlere Teil des Landes, das Gebiet zwischen Mecsek- und Bakony-Gebirge sowie die westliche Hälfte des Landes zwischen Donau und Theiß waren noch Festland. Hier fehlt der unterste Teil des Unterpannons. Östlich von diesem Festlande verfolgte die Küste des unterpannonischen Binnen-

meeres zur Zeit des Mergel-Kalkmergel-Horizonts im großen ganzen die Bruchlinie Pusztamérge—Nagykőrös. In gewissen westlichen Ausbuchtungen dieses Meeres erreichte dieser Horizont eine ungewöhnliche große Mächtigkeit. In einzelnen kleineren Beckenteilen des Landes zwischen Donau und Theiß (z. B. zwischen Kecskemét und Izsák, in der Umgebung von Kiskunhalas) sind auch die tortonischen Ablagerungen für die große Tiefebene ungewöhnlich mächtig; diese kleinen Becken sind auch am Anfang des Pannons tiefer gesunken als die angehenden Gebiete.

Das Gebiet östlich der Linie Pusztamérge—Nagykőrös wurde vom Binnenmeer schon zu Beginn des Pannons überflutet, wobei die Küste im Osten längs der kristallinen Schiefer- und Granitmassen und mesozoischen Ablagerungen des Horstes von Battonya verlief und anderwärts die heutige Landesgrenze passierte. Zur mächtigsten Sedimentation (mehr als 300 m) kam es hier an der Theiß. Nach Osten zu ist die Mächtigkeit um 100—200 m geringer. In die nördlichen und nordöstlichen Teile der Großen Tiefebene war die unterpannonische Transgression zu dieser Zeit noch nicht vorgedrungen, die Küste zog vom Vorlande des Mátra- und Bükk-Gebirges bis nach Debrecen hin. Das Gebiet der miozänen Vulkanite im Nordosten des Landes (Nyírség) war zu Beginn des Pannons noch Festland.

Als Ölmuttergestein hat der Horizont eine ziemlich große Bedeutung.

#### 4. Sandiger Horizont

Den ausgeglichenen Verhältnissen der soeben besprochenen Sedimentationsperiode folgten wechselhaftere, weshalb die Ablagerung von Tonmergel und Mergel immerfort durch Einlagerungen mächtiger Sandhorizonte unterbrochen wurde. Dieser sandige Horizont läßt sich auf großen Flächen in Mächtigkeiten von etwa 200—400 m nachweisen. Von dem Tonmergel-Mergel-Horizont in seinen Liegenden trennt er sich im allgemeinen recht scharf ab, während er nach oben in der Regel allmählich Übergänge aufweist. Nach der früheren Nomenklatur war er in Transdanubien als »Ederieser Sandserie«, als »Bazita-Horizont« usw., in der Großen Tiefebene hingegen, wo er sich erstmalig als erdölführend erwiesen hat, als »Szolnoker Sand« bekannt.

Nach den bisherigen Untersuchungen schwankt die vorherrschende Korngröße zwischen 0,1 und 0,2 mm. Es handelt sich um einen wohlsortierten Sand, der zur Hauptsache aus scharfen, höchstens kantengerundeten Quarzkörnchen besteht. Stellenweise ist auch der Feldspat häufig, was die Nähe des Abtragungsgebietes andeutet. Häufig kommen auch feiner Muskovit, Biotit, Magnetit, seltener Rutil, Turmalin, Granat, Chlorit und Apatit als mineralische Gemengeteile vor. Das Bindemittel ist ein kalkiger Ton, der auch in mehr oder weniger dicken Schnüren und sogar in Schichten zwischen den Sandschichten vorkommt.

Die mit dem Sandbänken wechsellagernden Tonmergel-Mergel-Schichten gleichen denjenigen des vorangehenden Horizonts.

Das gröbere Material gelangte in das Becken infolge des Anwachsens der Reliefenergie im Abtragungsgebiet als Folge tektonischer Bewegungen. Hierbei kam es — aus der scharfen unteren Abgrenzung des sandigen Horizonts zu schließen — zu ziemlich schroffen Veränderungen, während der Vorgang nach oben hin stufenweise mit allmählichen Übergängen abklang (Abb. 1—2).

Dieser Horizont eignet sich gut zur Speicherung von Erdöl und Erdgas. Er enthält u. a. die bedeutenden Lagerstätten von Budafa, Lovászi, Ederics, Szolnok und Szandaszöllös. Da auch die lithologischen Veränderungen als Speicher dienen können, ist auch die Kenntnis der Mächtigkeitsänderungen und Auskeilungen des Horizonts wichtig.

Dieser höhere Horizont des Unterpannons ist nun schon weiter verbreitet als der unmittelbar darunterliegende. Er ist zur Verfolgung der Binnenmeertransgression gut geeignet (Abb. 4).

Die unterpannonische Insel bei Pásztori in der Kleinen Tiefebene ragt noch aus dem Binnenmeer nach wie vor empor, ist aber kleiner geworden. Der unlängst noch als Halbinsel vorspringende Horst bei Mihályi ist nun eine Insel; in Süd-Transdanubien ist die Insel bei Görgeteg—Babócsa unter dem Meer verschwunden. Auch in der Großen Tiefebene transgrediert das Meer in weiten Gebieten. Es hat die Halbinsel bei Kecskemét überflutet und ist auch in den Gebieten der Hajdúság und der Nyírség vorgestossen.

In Transdanubien war die Senkung überdurchschnittlich stark, im Südwesten und im Drau-Becken erfaßte sie jedoch nur kleinere Gebiete. In der Großen Tiefebene bewirkte die stärkere Senkung zur Zeit dieses Horizontes nördlich von Szolnok, bei Orosháza, Nagyszénás, Fábiansebestyén und Makó die Ablagerung mächtiger Sedimentmassen.

Im östlichen Teil der Kleinen Tiefebene und im Vorlande des Bakony- und Mátra-Gebirges (Jászberény, Farnos) fehlt der obere Teil des sandigen Horizonts und stellenweise auch der darauffolgende (oberste) unterpannonische Horizont, so daß sich das Oberpannon unmittelbar auf ein verhältnismäßig tiefes Unterpannon auflagert.

Längs der Westküste des Beckens von Szeged herrscht auch in diesem sonst sandigen Horizont der Tonmergel vor, weshalb sich Liegendes und Hangendes nur schwer unterscheiden läßt.

Zur Zeit des sandigen Horizonts war das unterpannonische Binnenmeer durch das Mecsek-Gebirge, das Transdanubische Mittelgebirge und die anschließenden Festländer noch in ein transdanubisches und ein südostpannonisches Becken (in der südliches Großen Tiefebene) geteilt. Zwischen den beiden Becken bestand eine Verbindung vermutlich nur etwas weiter südlich, jenseits der Landesgrenze (im Bácska-Drau-Becken).

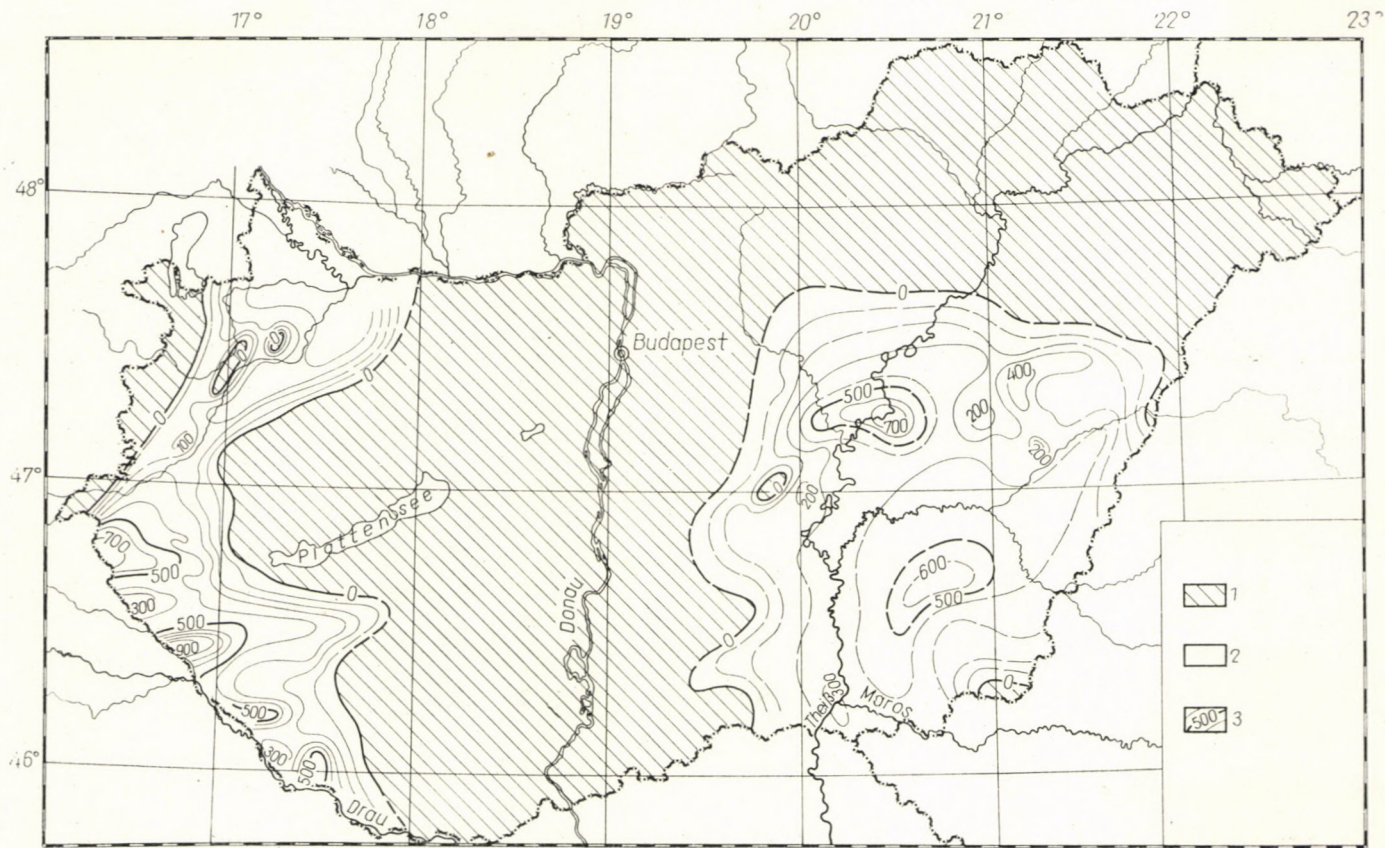


Abb. 4. Verbreitung und Mächtigkeit des unterpannonischen sandigen Horizonts. Zeichenerklärung: 1. Festlandflächen im mittleren Teil des Unterpannons; 2. Vom Binnenmeer bedeckte Flächen im mittleren Teil des Unterpannons; 3. Linien gleicher Mächtigkeit im unterpannonischen sandigen Horizont

### 5. Sardiger Tonmergel-Horizont

Gegen Ende der Unterpannonn setzten allmählich wieder ruhigere Verhältnisse ein, unter welchen sich eine örtlich 300—500 m mächtige, mit mergelsandigen Tonmergel- und seltener mit Sandsteinschichten wechselagernde Tonmergelserie absetzte. Da sich diese feinere Ablagerungen aus dem liegenden sandigen Horizont allmählich entwickeln, ist ihre Abgrenzung nach unten stellenweise unsicher. Ihre obere Grenze läßt sich dagegen meistens leicht erkennen (Abb. 1 und 2).

Diesem Horizont kommt eine ähnliche praktische Bedeutung zu wie den weiter oben behandelten, da seine Sandschichten an mehreren Stellen Kohlenwasserstoffe speichern und seine Tonbänke stellenweise Muttergesteins-Eigenschaften aufweisen.

Geographisch hat dieser Horizont die größte Ausdehnung unter allen unterpannonischen Horizonten. Die Inseln und auch die Halbinseln, von Meer zuvor noch verschont, sind nun verschwunden. Den größten Raumgewinn erreichte das Binnenmeer in den nordöstlichen Teilen, der Großen Tiefebene, Hajdúság und Nyírség, die es offenbar zum größten Teil überflutet hatte, obgleich hier große Inseln trockenblieben und nur Ablagerungen geringer Mächtigkeit vorliegen. Ein weites Gebiet zwischen Mecsek- und Bakony-Gebirge war jedoch auch am Ende des Unterpannonn noch nicht überflutet; hier kam es erst im Oberpannon zur Transgression. Der Horst, der von Kaposvár gegen Inke hinzog, war zum Teil auch Festland. In der Kleinen Tiefebene hingegen war der Horst von Mihályi und die Gegend von Pásztori bereits überflutet (Abb. 5).

Dieser Horizont läßt sich am Ostrand der Kleinen Tiefebene und im nördlichen Teil der Großen Tiefebene nicht erkennen: er ist entweder atypisch ausgebildet oder gar nicht vertreten. Im letzteren Falle wurden die betreffenden Gebiete erst nach der oberpannonischen Transgression wieder zu Ablagerungsräumen.

Das Vorkommen der drei allgemein verbreiteten unterpannonischen Horizonte haben wir auf Kartenskizzen dargestellt. Die Karten zeigen nur jene Stellen an, wo sich die Horizonte gut unterscheiden lassen. Es mag jedoch weitere Gebiete geben, wo die betreffenden Horizonte atypisch und daher nicht klar erkennbar sind.

## Oberpannon

Auf die ruhige Ablagerung der unterpannonischen sandigen Mergel folgten unvermittelt unruhigere, abwechslungsreichere Verhältnisse. Im ganzen Lande kamen Sandschichten von großer Mächtigkeit zustande, die oben mit

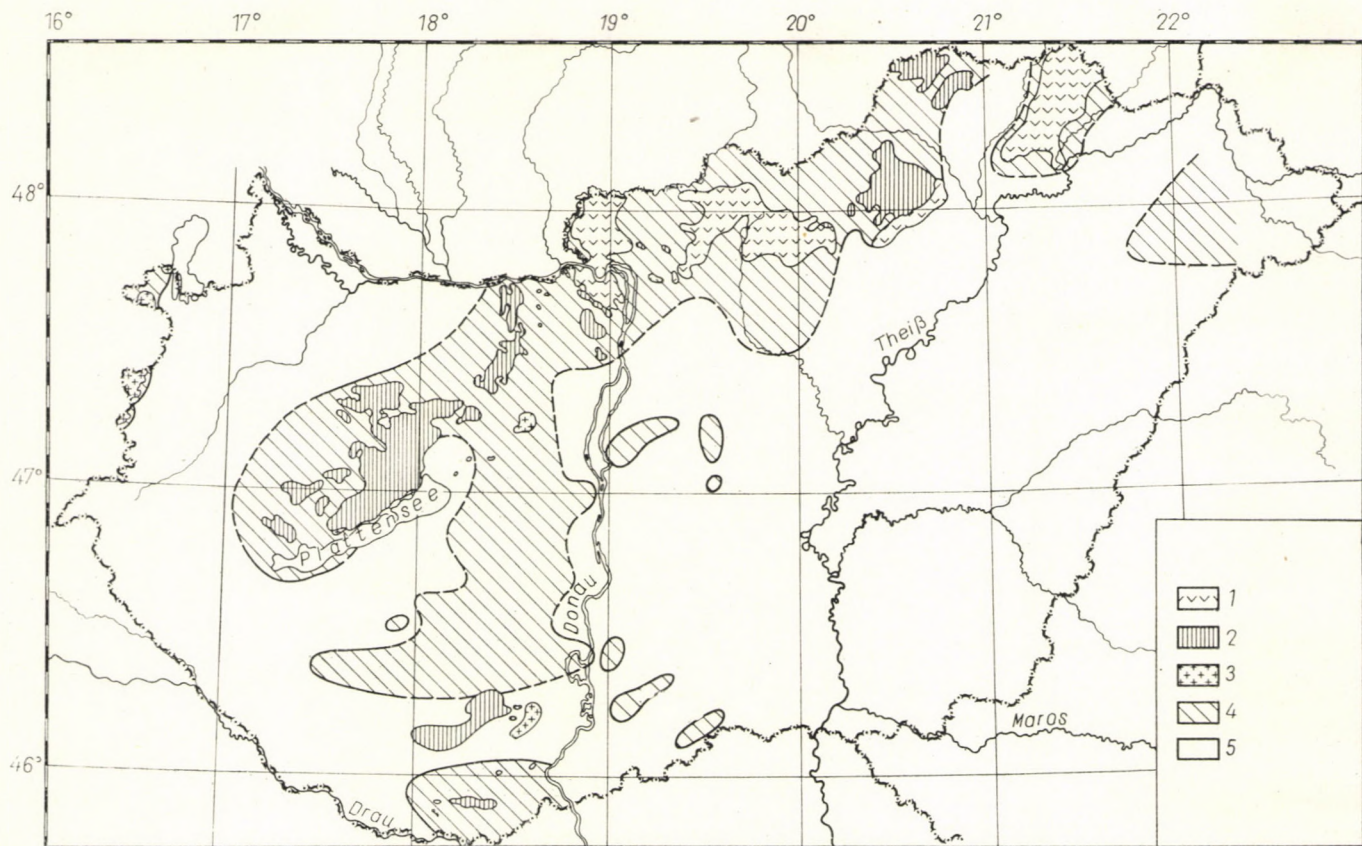


Abb. 5. Die Verbreitung des unterpannonischen obersten (Sand-Mergel-) Horizonts. Zeichenerklärung: 1. Tertiäre vulkanische Oberflächengebilde; 2. jungpaläozoisch-mesozoische (Pz<sub>2</sub>-Mz-) Oberflächengebilde; 3. kristalline Oberflächengebilde; 4. Festlandflächen im oberen Teil des Unterpannons; 5. vom Binnenmeer bedeckte Flächen im oberen Teil des Unterpannons

sandigen Tonmergeln in wachsender Zahl und Mächtigkeit wechsellagern. Die wechselnde und immer gröbere Beschaffenheit der Klastika ist ein Ergebnis jener tektonischen Vorgänge, die auch die lokalen Transgressionen des Oberpannon verursachten. Wo immer Bohrungen in dichtem Netz ein eindeutig identifiziertes Oberpannon auf unterpannonischer Unterlage vorfanden (Szolnok, Algyő), dort zeigt jeweils eine deutlich erkennbare *Winkeldiskordanz* die Bewegung an der Grenze zwischen Unter- und Oberpannon an.

*Die lithologisch-tektonischen Veränderungen wurden auch durch faunistischen verfolgt.* Zuunterst in der Schichtenreihe liegt etwa 100–200 m sandiges Sediment oberpannonischen Charakters, in dem gewisse unterpannonische Arten noch vorkommen, aber auch schon oberpannonische auftauchten. BARTHA und SZÉLES erklären dies dadurch, daß einzelne Arten die Änderungen der Umweltverhältnissen, die mit den tektonischen Bewegung verbunden waren, überlebten.

*Die Grenze zwischen Unter- und Oberpannon liegt wohl bei der scharfen lithologischen Änderung.* Sie widerspiegelt sich im allgemeinen vorzüglich auch in den geophysikalischen Bohrlochmessungen und mit einiger Übung ist es möglich, sie überall im Lande zu erfassen und derart Unter- und Oberpannon gegeneinander abzugrenzen (vgl. Abb. 1 und 2). *Mit der lithologischen Änderung treten ja auch die ersten oberpannonischen Fossilien auf.*

Das Niveau des völligen Aussterbens der unterpannonischen Fauna als Grenze zwischen Unter- und Oberpannon zu wählen wäre verfehlt, teils weil dieser Vorgang allmählich vor sich ging, teils weil wir dann auf Zufallsfunde von Fossilien angewiesen wären, und teils weil wir dann keine Möglichkeit zu einer Korrelation für das ganze Land hätten.

Für die Erdöl- und Erdgasschürfung kommt diesem Horizont eine immer größere Bedeutung zu. Die im untersten Teil des Oberpannon regional verbreiteten mächtigen Sandschichten sind auch heißwasserhöffig und als geothermische Energiequellen erkannt.

Das Oberpannon ist wesentlich besser bekannt, besonders auch in petrographischer Hinsicht als das Unterpannon. Nach diesen Kenntnissen haben sich die ältesten unreifen, schwach sortierten mergeligen Sandsteine des Oberpannon als Ablagerungen einer lakustrischen, delta-fluviatilen Fazies erwiesen. Nach oben zu werden die Sedimente im allgemeinen reifer und besser sortiert, doch dauern die unruhigen, wechselvollen Ablagerungsverhältnisse fort, was sich u. a. darin offenbart, daß sich auch der Sortierungsgrad verändert. Aus den Schwermineralien und Feldspaten im Sand zu schließen, kamen die hier abgelagerten Sedimente aus weit entfernten Abtragungsgebieten. Im obersten Teil des Oberpannon finden sich bei einer geringeren Sortierung häufig mittel- und feinkörnige Sedimente. Die lakustrischen Ablagerungen werden seltener, ihre Rolle wird allmählich durch fluviatile sumpfige und eolische Ablagerungen übernommen.

Entscheidend für die Ausbildung der paläogeographischen Verhältnisse war noch zur Zeit der Unio wetzleri-Schichten das bis in die Bakony—Mecsek—Nagykőrös-Gegend reichende, relativ steigende Gebiet und das verhältnismäßig stärker sinkende Gebiet des Drau-Beckens: SZÁDECZKY-KARDOSS (1938) hat aus der weitverbreiteten Diagonalschichtung in der Kleinen Tiefebene und im Becken von Zala süd-südöstliche Stromrichtungen nachgewiesen.

Eine allgemein anwendbare lithologische Methode, die es gestatten würde, das Oberpannon im ganzen Becken zu gliedern, ist noch nicht bekannt. SZÁDECZKY-KARDOSS (1938) hat für den nördlichen Teil der ungarischen Hälfte der Kleinen Tiefebene eine Schwankung des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes um 25% nachgewiesen.  $\text{CaCO}_3$  kann vielleicht eine Grundlage zur Gliederung des Oberpannons auch in anderen Landesteilen sein. Von paläontologischer Seite wurden bisher verschiedene Gliederungen vorgeschlagen. BARTHA gliedert das Oberpannon aufgrund einer Zusammenfassung unserer heutigen Kenntnisse und anhand von eingehenden, modernen paläontologischen Untersuchungen in drei Horizonte.

## LITERATUR

1. LÖRENTHEY, I.: Szarmata és pannon képződményeket áthidaló rétegek egy klasszikus lelethelye Magyarországon. (Eine klassische Fundstätte von Übergangsbildungen zwischen Sarmat und Pannon in Ungarn.) Földtani Közlemények **XXXIII**, 60—62, 1903.
2. BETHLEN, G.: A Bihar, Szilágyi-Rézhegység északi peremének földtani és őslénytani viszonyai. (Geologische und paläontologische Verhältnisse des Nordrandes der Bihar-, Szilágyi- und Réz-Gebirgsgruppe.) Beilage zu Földtani Szemle 1933.
3. PAUCA, M.: Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. Bul. Soc. Romane de Geologie **II**, 49, 1935.
4. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene, Sopron, (Mitt. der berg- und hüttenmännische Abt. Band **X**, 1—444, 1938.
5. SÜMEGHY, J.: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannoniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. (Zusammenfassende Beschreibung der pannonischen Ablagerungen des Győrer-Beckens, Transdanubiens und der Großen Tiefebene.) Földtani Intézet Évkönyve **32**, 67—254, 1939.
6. SCHRÉTER, Z.: A Kárpátok által körülvett medencék szarmáciai képződményei és azok állatvilága. (Sarmatische Bildungen und deren Fauna in den von den Karpaten umgebenen Becken.) MTA Matematikai-Természettud. Ért. 1941.
7. JASKÓ, S.: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban (Kainozoische Abtragung und Ablagerung in Ungarn.) Földt. Közl. **77**, 26—36, 1947.
8. KÓKAY, J.: Várpalotai szarmata. (Sarmat in Várpalota.) Földt. Közl. **84**, 29—40, 1954.
9. HOMOLA, V.: Die geologische Stützbohrung Bahon I. im westlichen Teil der Kleinen Donautiefebene. Prace Ust. pro naftovy vzkum. 1958.
10. BARTHA, F.: Finomrétegtani vizsgálatok a balatonkörtényi felsőpannon képződményekben. (Feinstratigraphische Untersuchungen an den Oberpannonschichten der Balaton-gegend.) Földt. Int. Évk. **48**, 1959.
11. MORĀKOVSKY, M.: Die geologischen Verhältnisse im NW-Teil des Trnavaer Ausläufers der Kleinen Donautiefebene. Geol. Prace Zošit **59**, 103—117, Bratislava 1960.
12. JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. Mitt. der Geol. Ges. in Wien, **56**, 319—360, 1963.
13. CSIKY, G.: A Duna—Tiszaköze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogénkutatás tükrében. (Tiefstruktur und Paläogeographie des Landes zwischen Donau und Theiß im Lichte der Erdölforschung.) Földrajzi Közl. **87**, 19—36, 1963.

14. KÖRÖSSY, L.: Tectonics of the Basin Areas. of Hungary Acta Geol. Hung. **VIII**, 377—394, 1964.
15. KÖRÖSSY, L.: Nyugatmagyarországi medencék rétegtani és szerkezetani felépítése. (Stratigraphischer und tektonischer Aufbau der westungarischen Becken.) Földtani Közlöny **95**, 22—36, 1965.
16. MOLNÁR, B.: Lithological and Geological Study of the Pliocene Formations in the Danube-Tisza Interstream Region. Acta Un. Szegediensis, Min Petr. Tom. **XVII**, 131—192, Szeged 1966.
17. BARTHA, F.: Examen biostratigraphique des couches Pannoniennes de la montagne Mecsek. Acta Geol. Hung. **X**, 159—194, 1966.
18. SZÉLES, M.: Őslénytani adatok az alsó és felsőpannóniai alemeletek elhatárolásához. (Paläontologisches Daten zur Abgrenzung des Unter- und Oberpannons) Kőolaj és Földgázbány. Tud Közl. **III**, 323—326, 1966.

#### DEVELOPMENT AND PALEOGEOGRAPHICAL CHARACTERISTICS OF THE HUNGARIAN LOWER PANNONIAN

By

L. KÖRÖSSY

Abstract

On the basis of numerous deep-borings the Lower Pannonian can be divided into 5 levels. These are the following:

5. the sandy clay-marl level,
4. the sandy level,
3. the marl—clay-marl level,
2. the lime-marl level and
1. the basal-conglomerate.

The three upper levels are regionally spread.

The Lower Pannonian inland-sea transgression after the Prepontian erosion first to the SE-part of the Great Hungarian Plain, to the Drava-Basin and to the inner basins of the Small Plain. The transgression spread over the surrounding lands without overflowing the basin-of-today itself up to the end of the Lower Pannonian. A larger unbroken mainland was to be found among Lake Balaton, the Danube and Mecsek Mountains, at other places several island-like elevations developed. At the beginning of the Upper Pannonian transgression has spread on but for the time being several islands remained in Transdanubia. These lands which can be regarded as a greater unbroken mainland between the Bakony and Mecsek Mountains, and some larger territories on the western part of the country have been overflowed by the inland-sea later in the Upper Pannonian.

The levels of the Lower Pannonian will be demonstrated in sections which spread in Transdanubia in N-S, and on the Great Hungarian Plain in NW-SE direction and 3 maps.

#### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА В НИЖНЕМ ПАННОНЕ ВЕНГРИИ

Л. КЕРЁШИ

Резюме

На основе данных, полученных из многочисленных пробуренных скважин, нижний паннон может быть расчленен на 5 горизонтов. Эти следующие:

5. горизонт песчаных-глинистых мергелей,
4. горизонт песчаников,
3. горизонт мергелей и глинистых мергелей,
2. горизонт известковых мергелей,
1. горизонт базальных конгломератов.

Из этих верхние 3 горизонта выдержаны регионально. Вслед за допонтическим эрозионным периодом трансгрессия нижне-паннонского моря зафиксирована в юговосточных районах Большой Венгерской Низменности, в бассейне реки Драва и в центральных частях Малой Венгерской Низменности. Из этих участков седиментационного бассейна расширилось нижне-паннонское море, захватывая окружающие территории, но полностью не были покрыты морем эти районы до конца нижнего паннона. На значительной территории в это время существовала единая суша между озером Балатон, рекой Дунай и горами Мечек, а также остались над уровнем моря в виде отдельных островов небольшие участки.

В начале верхнего паннона трансгрессия продолжалась, но и в это время существовали незатопленные участки — острова. Они потерпели интенсивные погружения, вследствие чего более поздно, но они также были затоплены морем в Задунайских областях, а также в области между горами Баконь и Мечек.

Горизонты нижнепаннонских образований в Задунайских районах продемонстрируют геологические профили, составленные по разрезам отдельных, скважин по направлению Север-Юг, а на Большой Венгерской Низменности — по направлению Северозапад Юговосток, и на 3 карты.



## THE PLIOCENE-PLEISTOCENE BOUNDARY IN THE HUNGARIAN BASIN

By

A. RÓNAI

HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE, BUDAPEST

A more than 3000 m thick unbroken succession of Pliocene and Pleistocene sediments, marine and continental in the Great Hungarian Basin gives the possibility to study the conditions at the end of the Pliocene and in the early Pleistocene.

Recent investigations and boreholes of scientific aim with continuous core-sampling furnished many faunistical and floristical data to the examination of Pleistocene and Quaternary tectonism, the conditions of sedimentation and the changes of vegetation and climate.

As to the tectonism the middle Pliocene is characterized by oscillatory movements of the whole sea bottom. In the late Pliocene the basin bottom has been parcelled up to pieces.

The Quaternary tectonism shows cyclical subsidence alternating with rest-periods in the local basins and periodical uplift in some other parts. In the northern part of the Great Hungarian Basin 9-10 consecutive sinking stages have been demonstrated in the Quaternary.

From the palaeontological point of view, Upper Pleistocene sediments are rich in molluscan-fauna and contain many pollens and spores. The Upper Pliocene is in the contrary, very poor (or even quite sterile) in all kinds of traces of life. The Middle and Lower Quaternary is again partly rich in molluscs and it is along the whole sequence rich in ostracods and pollen grains.

The climate of the Middle Pliocene in the Hungarian Basin was in general warm and wet. But there were periods at the end of this era with temperate and even cool climate, too. In the late Pliocene the climate was warm, partly dry and partly wet. The Quaternary was warm at the beginning, temperate in the middle and cold at the end. Fluctuations of temperature and humidity have caused variations in the climate. About 36 different climatic cycles can be demonstrated in the northern part of the Hungarian Basin according to the pollen spectra of the more than 400 m thick Quaternary series.

Fossil soil horizons (more than sixty in the Quaternary) are more numerous at the beginning and ending of the filling process of the gradually subsiding depressions.

The Hungarian Basin is one of the most appropriate regions for studies on the development of Pliocene-Pleistocene sequences and on the boundary between them. During the Pliocene the inner Carpathian basin was a steadily increasing part of the Turanian sea. The lower Pannonian salt water deposits and the Upper Pannonian brackish-water deposits have a total thickness of 3000-4000 m. The transgression culminated in the second half of the Pliocene. Though the basin had been filled up at the end of the Pliocene and the territory has become land surface, some local basins were formed during the Quaternary and fluvatile sedimentation was going on in them.

One of this basins was thoroughly explored during the latest years by means of boreholes. Continuous core-sampling was performed and the samples were analysed in different laboratories. The Quaternary basin in question lies

in the northern part of the Hungarian Great Plain, named Jászság-depression, in the neighbourhood of the town Szolnok. The territory was continually subsiding during the Pliocene and the Pleistocene. The movement was slow in the second part of the Pliocene and in the Quaternary the sediments are fine sand and clay, in the major part sand-flour and sand-dust. They contain many fossils both faunal and floral.

The main borehole near Jászladány has a depth of 950 m. It ended in Upper Pannonian (the second part of the Pliocene) layers marked by

*Limnocardium szabói* LÖR.  
*Paradacna* cf. *okrugici* BRUS.  
*Limnocardium* cf. *proximum* FUCHS  
*Prosodacna vutskitsi* BRUS.  
*Limnocardium* sp.  
*Lytostoma grammica* BRUS.  
*L. zagrabica* cf. *maceki* BRUS.  
*Dreissensiomya unioides* FUCHS

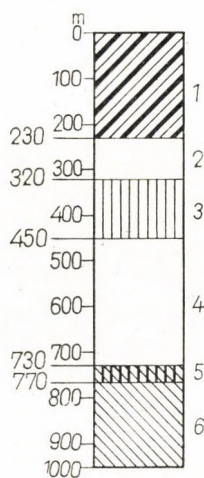


Fig. 1. Borehole at Jászladány. Mollusc Log.

1. Quaternary molluscs; 2. Sterile; 3. Upper Pliocene and Quaternary freshwater molluscs; 4. Sterile; 5. Upper Pannonian freshwater molluscs; 6. Upper Pannonian (Middle Pliocene) oligohaline molluscs

Sediment petrographic analyses and palaeontological investigations of the samples from the boring furnish a detailed picture about the development and the environment of the territory at the Late Pliocene era and all over the Quaternary. They can be summed up as follows.

As to the fauna. According to the specialists: BARTHA and KROLOPP, the layers abound in molluscan fauna from 950 m to 730 m depth. They are

overlain by a series of sterile strata to 450 m. From 330 m to 250 m layers are sterile again. From 230 to the top of the borehole plenty of molluscan fossils are to be found in the core-samples. The molluscs from 950 m to 730m are oligohaline species. In the depth between 760 and 730 m the majority of the gastropod shells are of freshwater origin:

*Melanopsis* cf. *fuchsi* BRUS.  
*Bithynia* sp.  
*Theodoxus* sp.  
*Limnea* sp.  
*Planorbis* sp.  
*Unio* sp.  
*Tacheocampylea doderleini* BRUS.  
*Trichia* cf. *striatiformis* (LÖR.)  
*Strobilops tiarula* (SDGBR.)  
*Clausilia* cf. *pumila* ZIEG.  
*Helicigona* sp.  
*Limax* sp.  
*Aegopis* sp.

They represent the beginning of the Late Pliocene.

In the depth from 450 m to 330 m the layers are very poor in shells. The few ones to be found as *Bithynia*'s, *Planorbis*'s, *Unio*'s do not determine

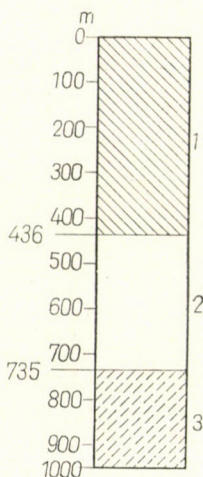


Fig. 2. Microfauna log

1. Quaternary Ostracoda; 2. Sterile; 3. Pliocene Ostracoda

the age. But there are also some *Viviparus* species making the end of the Late Pliocene such as *Viviparus mazuranici* BRUS. (420 m). The assemblage may be considered as a transitive one between Pliocene and Pleistocene. The molluscs from 230 m to the surface are all of Quaternary age. They are freshwater and terrestrial species.

According to the molluscan fauna, the Pliocene-Pleistocene boundary may be drawn at the depth of 400 m. Some uncertainties are caused by the

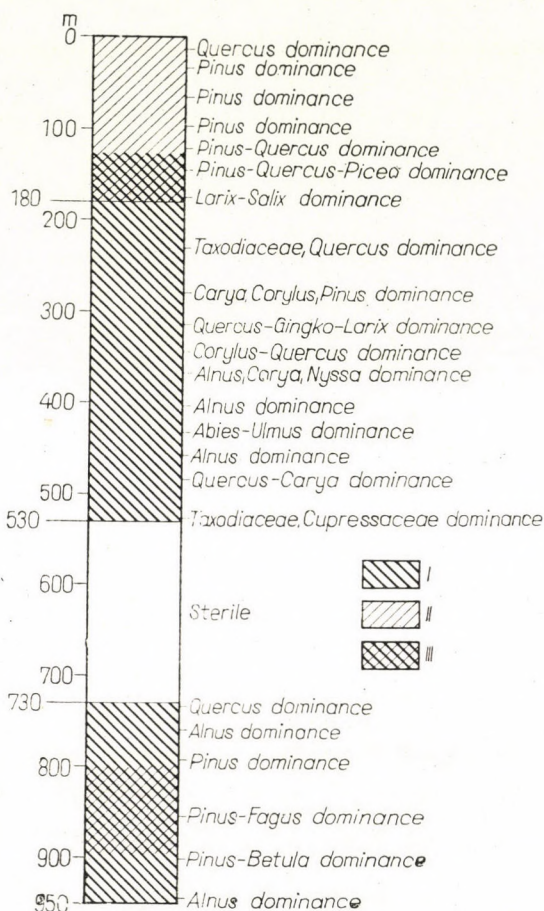


Fig. 3. Type of forest

1. Mixed forest; 2. Pine forest; 3. Mixed forest with pine dominance

sterile section (230—330 m) above this transitive part. The first shells found above this sterile part are:

- Pisidium amnicum* (MÜLL.)
- Bithynia operculum* (cf. *leachi*) (SHEPP.)
- Valvata piscinalis* (MÜLL.)
- Valvata naticina* MKE.
- Planorbis corneus* (L.)

SZÉLES has examined the microfauna of the boring. She reported that a great many Foraminifera of different ages had been found redeposited in the Pliocene and Pleistocene layers, and scattered some Radiolaria, Gemula, Echinoidea bristles. All these are allochthonous in the place. Autochthonous are the ostracods, which abound all over the length of the borehole. 14 species are present. The following ones are represented by the biggest number of individuals:

*Candona parallela* G. W. MÜLLER  
*Candona neglecta* G. O. SARS  
*Candona rostrata* BRADY-NORM.  
*Cyclocypris huckei* TRIEBEL  
*Cyclocypris laevis* (O. F. MÜLLER)  
*Cyclocypris ovum* (JURINE) (in the Early Pleistocene only)  
*Ilyocypris gibba* RAMDOHR  
*Limnocythere inopinata* (BAIRD) (in the Late Pleistocene only)  
*Cytherissa lacustris* (G. O. SARS) (in the Early Pleistocene only)  
*Cyprideis litoralis* (BRADY) (in the Early Pleistocene only)  
*Leptocythere baltica* KLIE (in the Early Pleistocene only)

Ostracods are to be found continuously from the top of the borehole to 436 m depth. From that point to 735 m the layers are sterile. At 735 m ostracods reappear but it is species of Pliocene (Pannonian) age which are present:

*Candona extensa* ZAL.  
*Candona labiata* ZAL.

According the ostracod shells, the boundary between Pliocene and Pleistocene lies 436 m deep. It is to be emphasized that under this boundary the Pliocene ends by a 300 m thick sterile sequence.

Rich pollen and spore finds afford us a quite detailed picture of the development of vegetation in the surrounding territory. Pollens have been found in all core-samples in astonishing big number except for the layers from 734 m to 527 m. More than 1500 preparations have been made by H. LŐRINC and many of them contained 2—3000 pollen-grains each.

The Upper Pannonian (Middle Pliocene) layers are characterized by a manifold vegetation which was very rich under a warm and wet climate. Overwhelming were the *Alnus* trees, beside them *Ulmus*, *Taxodiaceae*, *Fagus* and *Fagaceae* were present in considerable proportion. As real termophile species *Engelhardtia*, *Zelkova*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Pinus haploxyton*, *Nyssa*, *Gingko* are represented, beside *Iuglans*, *Tilia*, *Castaneae*, *Quercus*, *Abies*.

It is remarkable that there are many pollens of such trees as well which are characteristic of temperate and even of cool climate as *Pinus silvestris*, *Betula*, *Picea* and others. In some layers they are even preponderant. Some palinologists consider these *Pinus* pollens redeposited. However, before the Pliocene, the climate was even warmer in this region, therefore the overwhelming *Pinus silvestris* spores could not derive from older strata. We have to admit that during the Middle Pliocene occurred cool periods, too, almost as cool as in the first part of the Quaternary.

The Late Pliocene seems to have been warmer and drier, than some parts in the middle of this periode. In this time the Hungarian Basin was land surface and the pollens perished on the warm and alternately wet and dry surface as well as the snail shells and vertebrate bones. The most weather-proof remnants were the pollens. The sterile section of the Late Pliocene layers is the shortest if the pollens and spores are considered.

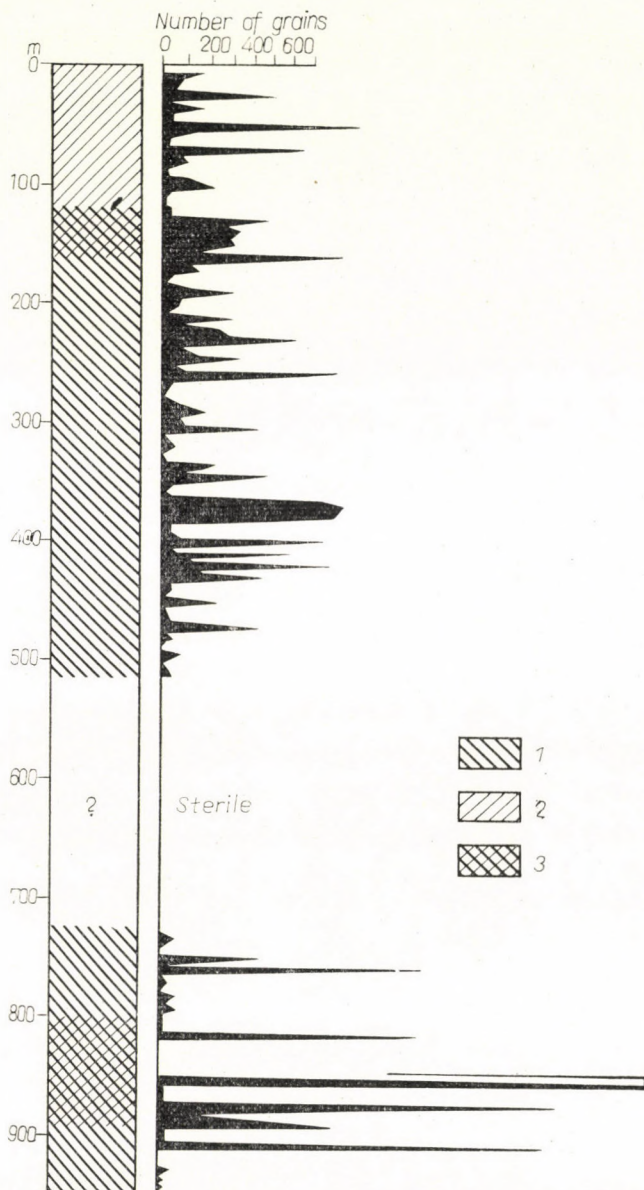


Fig. 4. Vegetation and pollen content

1. Mixed forest; 2. Pine forest; 3. Mixed forest with pine dominance

After the wholly sterile sequence the beginning new vegetation (from 527 m upward) is similar to the former one, which existed before the sterile period. In about 300 m depth begins a change. It indicates the cooling of the climate, but with recurrent warmer episodes. It is from 130 m upward that

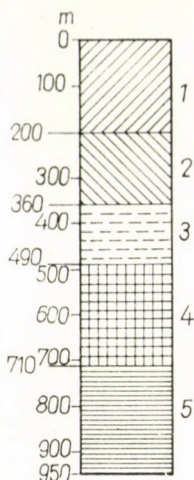


Fig. 5. Mineralogical composition of the sand layers

1. Piroxene, green amphibols and metamorphic minerals;
2. Metamorphic minerals, micas;
3. Magmatic and metamorphic minerals;
4. Many weathered minerals;
5. Calcite-dolomite

the climate was really cold. *Pinus silvestris* not only prevails among the trees but it is almost exclusive. Pine forests dominated in this time the region.

The mineralogical investigation of the sands shows some minor and four major changes in the drainage area, caused by the alternating upheaval of the different parts of the basin-bordering mountains. The minor changes were frequent in the second half of the Quaternary era, as the basin had been filled up, and the rivers were wandering far and wide all over the plain. The main changes are observed at the depths of 200, 360, 490, 710 m, respectively. They mark the dates of the most striking tectonic movements. The whole sequence is divided by them into five parts. The first part (950—710 m) is characterized by the dominance of autochthonous minerals as calcite and dolomite. There are few, if any fluvial deposits. This time is parallelizable with the middle Pliocene period, the layers are sediments of the Pannonian sea. The second part (700—490 m) of the sequence include materials transported from the west, from the Danube region. Many weathered grains indicate warm climate and long periods without sedimentation. Characteristic minerals are: epidote, turmaline, disthene, andaluzite and magnetite. The sands were deposited under the warm and alternately wet and dry climate of the Late Pliocene. The territory was mostly land surface. The third section (490—360 m) abounds in minerals of magmatic origin. Northwest from the basin at the dawn of the Pleistocene the volcanic Börzsöny Mountains were uplifted and from the weathering of its andezite rocks many brown amphiboles, biotites and also hypersthene were transported into the basin. But the overwhelming majority of the minerals from this depth are of metamorphic origin (chlorite) and there are also numerous weathered grains.

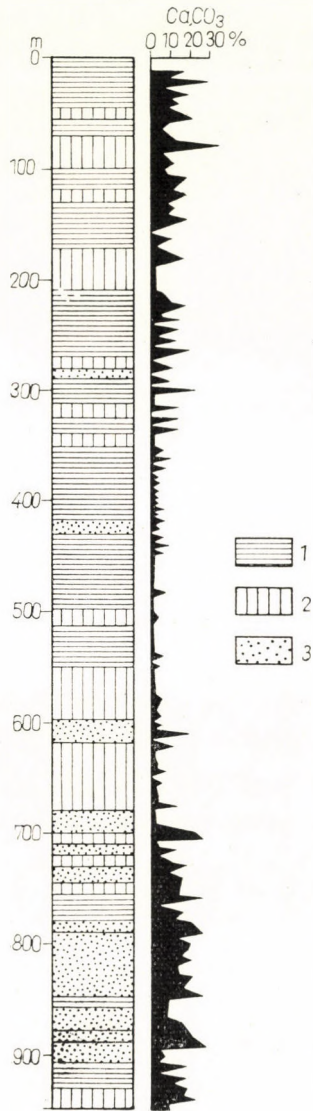


Fig. 6. Lithologic log and calcium content

1. Clay; 2. Silt; 3. Sand

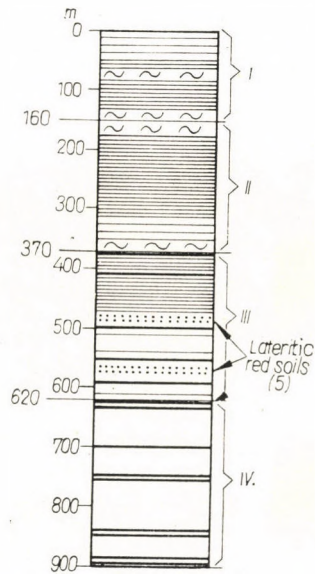


Fig. 7. Soils

I. Soils of different kind [18]. Graypodsoils and dark chernozems. Some peaty layers [2]; II. Different kind of fossil soil [30]. Brown and dark-gray chernozems, marshy soils. Peaty layers [3]; III. Immature lignite stripes [16] and marshy peatysoils [16]. Some chernozems. Lateritic red soils [5]; IV. Lignite stripes and lignitic clay [9]

At the beginning of the Quaternary, cyclical fluvial sedimentation is starting. In the fourth period (360–200 m) metamorphic minerals (chlorite, garnet and many micas) derived from Palaeozoic ground-mountains (Northern

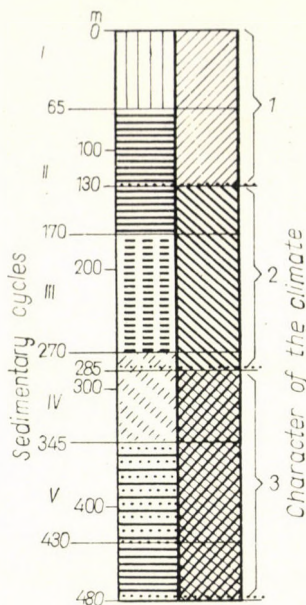


Fig. 8. Big periods of the Quaternary  
1. Cold; 2. Temperate; 3. Warm

Carpathians) predominate. The latest period, the second half of the Quaternary is represented by many little changes in the mineralogical composition of the sands. The drain direction was of northeast. Metamorphic rocks of the Carpathians give the load-material of the rivers; garnet, epidote, turmaline, disthene, zoisite, actinolite, tremolite, biotite, chlorite occur from this depth on in the sands. The rocks of the Inner Carpathian volcanic zone are also represented by pyroxenes, green amphiboles. Biotites and chlorites in this section are of magmatic origin and so is perhaps a part of the garnets, too. The changes are due to the general uplift of the mountains bordering northwards the Hungarian Basin. These events occurred in the Upper Pleistocene.

The calcium carbonate content of the layers is of considerable interest. The Pannonian series between 950 and 700 m is very rich in calcium. All beds contain 10–30% of calcium carbonate. The Late Pliocene terrestrial strata are poor in calcium. All along the 270 m thick series, calcium carbonate content varies about 1–3% only exceptionally rises to 10–20%. The distribution of calcium is very irregular along the transit section at the Pliocene-Pleistocene border (430–350 m). Beds with 1–2% calcium carbonate content alternate with others containing 30–40%. A distinct regularity is to be observed in the calcium content in the Quaternary sequence. From the bottom towards the top the calcium content increases along a straight trend line with small fluctuations. The series starts with 1–2% and ends with 20–

30% of calcium carbonate ( $\text{CaCO}_3$ ). From 350 to 180 m the development is slow with some recurrences, from 180 to the top it is strong and decisive.

Also fossil soils may be of some use in the research of the stratigraphic borders. A considerable amount of them was found in the borehole profile. They are mostly marshy and peat-soils, but many other soil-types are represented as well. From 950 m to 620 m there are no fossil soils, only some lignite intercalations and lignitic clays. These correspond to the last stage of the shallow Pannonian sea preceding its final desiccation. From 620 m to 370 m there are also thin lignitic clays, but more are the marshy-peaty soils and some brown chernozems. Striking are the laterite-like red soils appearing in many beds at the depths of 570 and 480 m, which are sometimes several meters thick. These mark the final parts of Pliocene sedimentation in many other places of the Hungarian Basin.

Summarizing our studies, the stratigraphic boundary between Pliocene and Pleistocene can be traced in the borehole at Jászladány at the depth of 430 m. It must be remarked, however, that the 370 m and 480 m includes a sequence of transitive character.

The type of sedimentation, the materials themselves, the carbonate content, the influence of tectonic movements reflected in the mineralogical composition of the layers, as well as the mollusc fauna, microfauna and the pollen spore assemblages suggest, with small differences, this boundary. It is marked by an essential change of facies: the lagoonar and terrestrial deposits are changed to fluvial ones. This change is reflected by the molluscs and the microfauna, too; but there is a vast sterile sequence which makes the border uncertain. The alteration in the vegetation was very slow, the climate having been warm and moderate in the first half of the Quaternary. The climate was changed more vigorously at the boundary between the middle and the upper part of the Pleistocene; this later having been really cold in the Hungarian Basin. The calcium carbonate content of the layers shows some connection with the cooling of climate, and helps us in discovering the main boundaries. The tectonically calm period towards the end of the Pliocene was abruptly finished at the beginning of the Pleistocene. The movements are proved by the changed mineralogical composition of the fluvial sands. The type of sedimentation and the sedimentary cycles show subdivision boundaries within the Quaternary at the depth of 65, 170, 270 and 345 m, dividing it into five parts. But the main inner borders of the Pleistocene can be traced at 130 and 285 m depth, respectively the upper part having been cold, the middle temperate and the lower warm.

The basin in the northern part of the Hungarian Great Plain was gradually sinking with small differences — almost at the same rate. In consequence the thickness of each sequence is roughly relative to the corresponding time interval of sedimentation. The grain size of the sediments varies

within a small range (the majority of the layers are silts) and therefore the respective times of the sedimentation of the different sections can be roughly compared. We know the recent rate of tectonic movement. By Jászladány the measure of the subsidence is 5 mm pro 10 years according to geodetic measurements. This means that 2000 years were required for the deposition of one meter silty material in this place. In the depth of 400–500 m the fine-stratified clays contain 6000 sheets pro meter. With regard to the two inundation periods pro year, 3000 years are necessary for 1 m of finely laminated clay-sediment. The sandy layers require less time for the same thickness. The uniformity of the sediments helps us to evaluate, at least approximately, the time needed for the sedimentation of the Quaternary sequence. It was found to be equal to about 1.4 million years. The duration of the cold period of the Pleistocene, which includes most probably the two last glacials of the European stratigraphy and the last interglacial can be estimated to about 250 000–300 000 years. The middle part of the Pleistocene which was at the beginning temperate, later on cool lasted about 300 000 years. For the warm section 550 000–600 000 years and for the transitive one 200 000 years can be calculated.

## REFERENCES

- DOBOS, I.: Az Alföld levantei képződményeinek rétegtani vizsgálata és vízföldtani jellemzése. (Stratigraphische Untersuchung und hydrogeologische Charakterisierung der levantischen Ablagerungen der Großen Ungarischen Tiefebene.) *Földt. Közöny* **95**, 230–239, 1965.
- HORUSITZKY, H.: Kísérlet a pleisztocén korszak felosztására. (Attempt to the division of the Pleistocene era.) — *Földt. Int. népsz. kiadv.* **2, 3**, 77–79, 1910.
- KRETZOI, M.: Negyedkor tagolása a gerinces fauna alapján. (The stratigraphy of the Quaternary on the basis of the vertebrate fauna.) *Alföldi Kongresszus Magy. Tud. Akadémia Műszaki Osztály Közleményei*, 1953.
- KRETZOI, M.: A Villányi hegység alsópleisztocén gerinces faunája. (Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges.) *Geol. Hungar. Ser. Palaeont. fe. 27*. Bpest, 1956.
- MIHÁLTZ, I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. (The division of the Quaternary sediments of the Great Hungarian Plain.) *Alföldi Kongresszus Akadémiai Kiadó*, Budapest, 1953.
- MOLNÁR, B.: Sedimentpetrographische Untersuchung in pliozänen und pleistozänen Ablagerungen im Süden des Ungarischen Tieflandes. *Acta Univ. Szegediensis Acta Min. Petr.* **XV**, 43–51, 1962.
- MOLNÁR, B.: Adatok a Duna–Tisza köze fiatal harmadidőszaki és negyedkori rétegeinek tagolásához nehézasvány összetétele alapján. (Beiträge zur Gliederung und Entstehung der jungtertiären und quartären Schichten des Donau-Theiß-Zwischenstromlandes auf Grund der Schwermineralienzusammensetzung.) *Földtani Közöny* **XCV**, 217–225, 1965.
- MOTTL, M.: Pliocén problémák és plio-pleisztocén határkérdés. (Pliocene problems and the question of the Pliocene–Pleistocene boundary.) *Földt. Int. Évi. Jel.Függ.* 1940. Besz. a *Földt. Int. Vitaül. munkálatairól*. Bpest. 43–63, 1941.
- SÜMEGHY, J.: A Magyar Medence pliocénjának és pleisztocénjának osztályozása. (Classification of the Pliocene and Pleistocene of the Hungarian Basin.) Besz. a m. kir. *Földt. Int. vitaüléseinek munkálatairól*. Bpest. 65–81, 1940.
- SÜMEGHY, J.: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. (Les problèmes stratigraphiques du Pliocène et du Pleistocène de nos bassins.) *M. Áll. Földt. Int. Évi. Jel.* 1951-ről. Bpest. 83–107, 1953.

SZÉLES, M.: Felsőpliocén tarkaagyag az alföldi szénhidrogénkutató fúrásokban. (Oberpliozäne bunte Tone in den Erkundungsbohrungen an Kohlenwasserstoffe in der Großen Ungarischen Tiefebene.) Földt. Közlöny **XC**, 226—229. 1965.

URBANCSEK, J.: Pliocén és pleisztocén üledékek földtani szintezésének újabb lehetőségei a vízföldtani kutatásban. (New possibilities for geological zonation of Pliocene and Pleistocene sediments in the geological research.) Hidr. Közl. **43**, 392—400, 1963.

## О ГРАНИЦЕ МЕЖДУ ПЛИОЦЕНОМ И ПЛЕЙСТОЦЕНОМ В ВЕНГЕРСКОМ БАССЕЙНЕ

А. РОНАИ

Резюме

Проведение стратиграфической границы между плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями в пределах Венгерского бассейна облегчается наличием выдержанной на обширной площади морской и осадочной толщи плиоценовых и плейстоценовых отложений общей мощностью свыше 3000 м.

Начатые в последнее время исследования, в том числе колонковое бурение с полным отбором керна, дали очень большое количество палеонтологических и литологических данных, по которым можно судить о тектонических движениях и климатических изменениях в плиоценовое и плейстоценовое время.

Для середины плиоцена характерны эпирогенетические осцилляции установленные на больших территориях. В конце плиоцена фундамент бассейна был раздроблен локальными впадинами. В четвертичное время ритмичные опускания привели к циклическому осадконакоплению. В пределах Венгерского бассейна можно выделить 9—10 фаз опускания.

Верхнепаннонские (среднеплиоценовые) отложения богаты моллюсками и микрофауной, а также спорами и пылью. То же самое относится также к четвертичным отложениям. Залегающие между ними верхнеплиоценовые отложения в большей части территории Венгерского бассейна характеризуются полным отсутствием органических остатков.

Судя по растительности, устанавливаемой на основании спорово-пыльцевого анализа осадков, в среднеплиоценовое время климат был теплым и влажным, но иногда наступало похолодание уже в это время. Конец плиоцена характеризовался теплым климатом со сменой сухих и влажных фаз. В первую половину четвертичного времени климат был теплым, к средней части он стал умеренным, а в последней трети наступил холодный климат. По пыльцевым комплексам можно выделить 36 мелких колебаний климатических условий.

Прослойки лигнита и погребённые почвы (более 60 таких прослоев можно выявить внутри четвертичной толщи мощностью 430 м) также способствуют установлению границы между плиоценом и плейстоценом и, вообще, подразделению толщи.

ROUNDNESS OF GRAINS  
IN UNCONSOLIDATED DEPOSITS,  
VISONTA LIGNITE PROSPECT AREA,  
NORTHEAST HUNGARY

By

M. MIKLÓS and L. PESTY

HUNGARIAN RESEARCH INSTITUTE FOR MINING  
AND GEOCHEMICAL RESEARCH LABORATORY OF THE HUNGARIAN ACADEMY OF SCIENCES, BUDAPEST

The roundness of quartz grains of 0.32 to 0.64 size was measured on 80 Upper Pannonian and Pleistocene cores of 10 borings drilled in the Visonta prospect area, situated east of the town Gyöngyös. The roundness of the grains, determined by the cvp method was subjected to a statistical evaluation. The distributions roundness of the samples were plotted in histogram-type diagrams: two parameters,  $\alpha$  and  $\beta$ , were introduced to formally characterize the curves (see below). The said parameters were plotted in fence diagrams of maps to show spatial distribution.

The results permit to state the following: 1) The early deposits of the Upper Pannonian contain grains of various roundness and of various length of transport. 2) The layers between lignite seams well-sorted, usually have distribution curves each with a definite peak. 3) The Quaternary sediments, poorly sorted, mostly have elongate and flat curves. The above data permit to conclude upon the origin of the deposits.

The problem attached in the present study, *i.e.* the characterization and genetic evaluation of elastic sedimentary rocks on the basis of the grain morphology, has long been in the foreground of geological research. The method used by us was the cvp method of SZÁDECZKY-KARDOSS [20 and 21] found most appropriate by authors who compared different methods (*e.g.* ZINGG [25], SCHNEIDERHÖHN [13], KRUMBEIN—PETTIJOHN [5], STRAUZ [14 and 15], É. PÉCSI-DONÁTH [12].) Recent contribution [26] were also taken into consideration.

The present paper reports on part of a complex systematic research program, concerning the region at the feet of the Mátra and Bükk Mountains in its aspects of analytical geology, stratigraphy, sedimentary, petrography, structure, hydrogeology, etc. [6-9].

The examined region (Fig. 1) is the southeastern foreland of the Mátra Mountains east of Gyöngyös. By the evidence of some deep borings drilled in the vicinity the substratum consists here of Paleo-Mesozoic rocks essentially similar to those cropping out in the Bükk Mountains. Above this substratum the presence of Eocene and Oligocene deposits in facies similar to the ones found north of the Mátra Mountains is highly likely. The Middle and Upper Miocene volcanics of the Mátra Mountains were traced by drilling over a huge area and in considerable thickness under the Hungarian Plains. The sediment of a sea, advancing from the SSE and gradually losing salinity, were super-

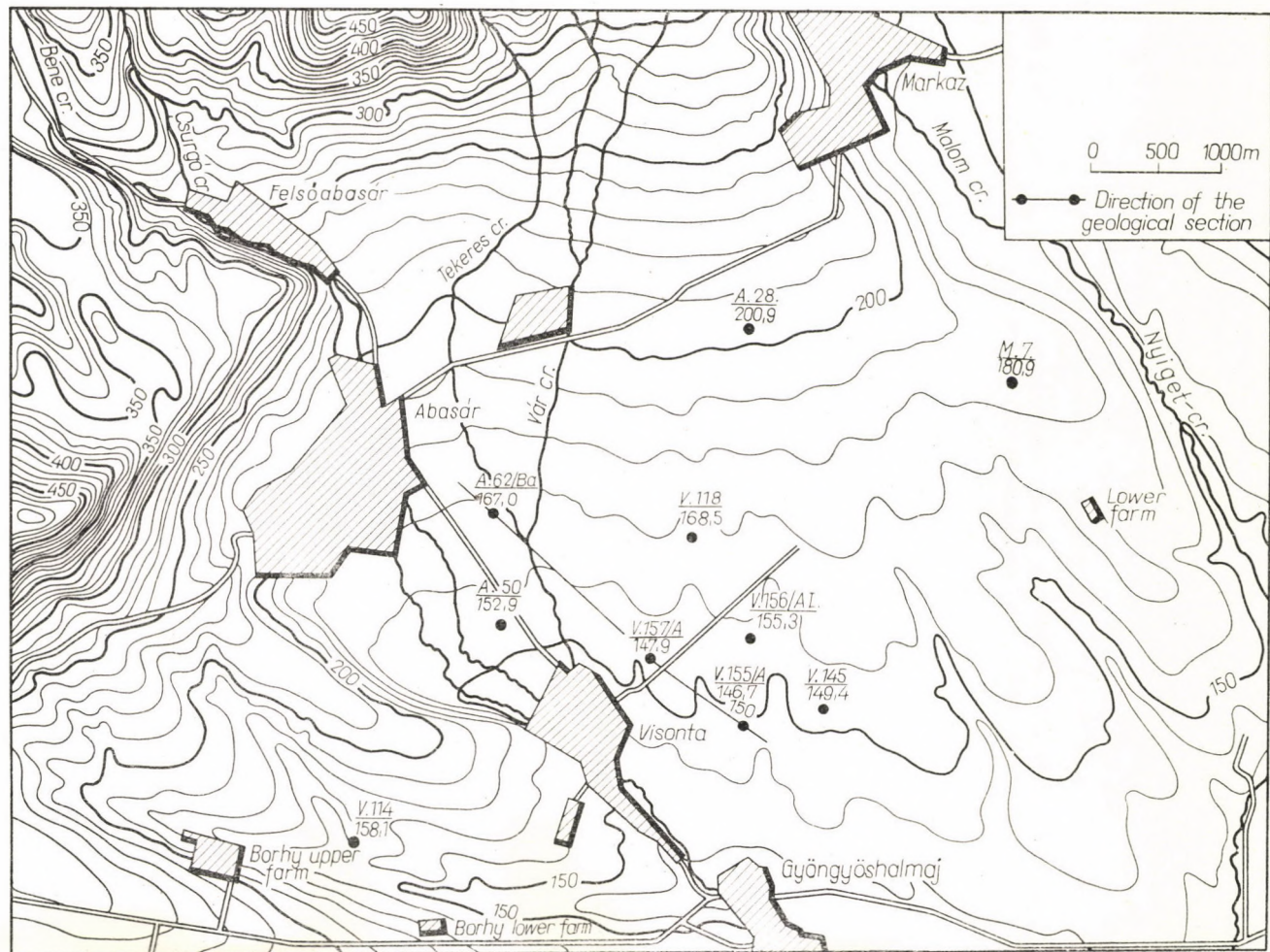


Fig. 1. The Visonta prospect area with the sampling localities

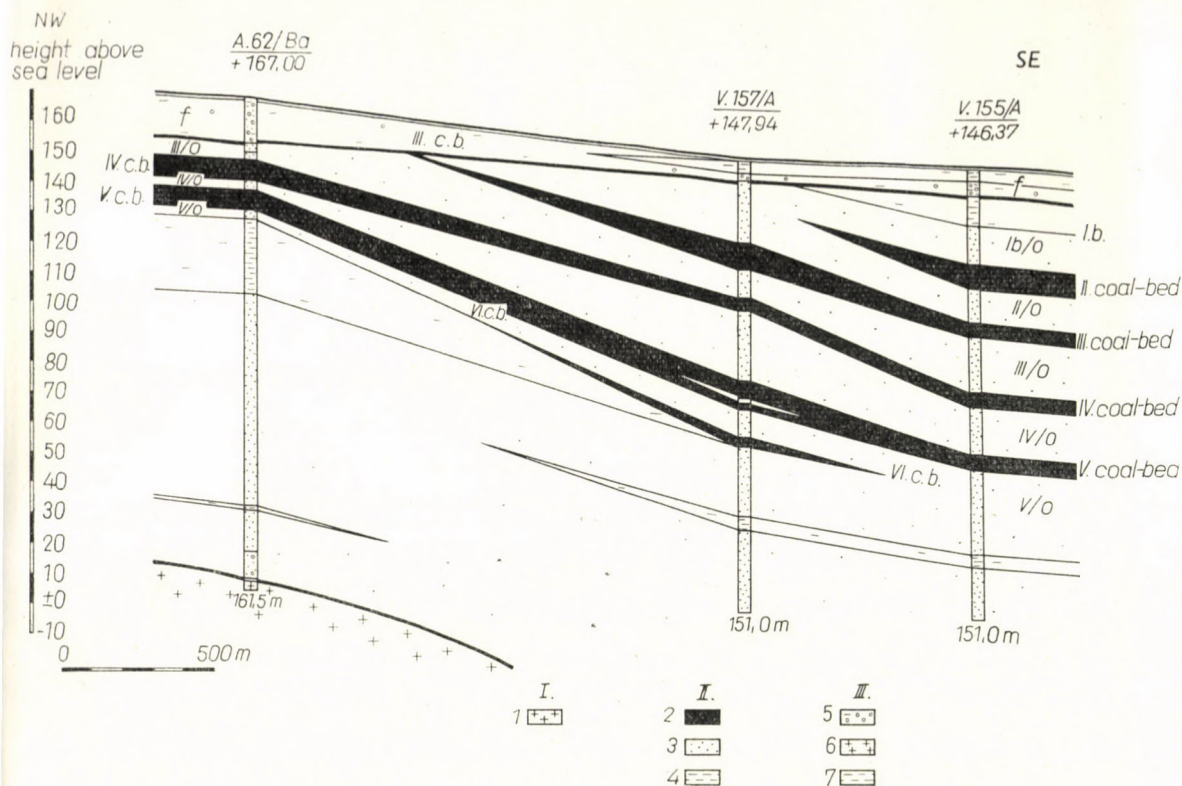


Fig. 2. Geological profile in NW-SE direction. Tortonian: 1. Andesite; Upper Pannonian: 2. Lignite seam; 3. Sand; 4. Clay; Quaternary: 5. Andesite boulders; 6. Reworked andesite tuff; 7. Clay

posed upon the volcanic, with the sandy, argillaceous and lignite Upper Pannonian as the principal element (Fig. 2). Numbering the lignite seams 0 to VI from top to bottom we marked the barren layers between the individual seams 0/o, Ia/o, II/o, etc., giving to each the number of the overlying seam. The various barren layers, coalesced on account of the disappearance of some lignite seams at greater depth, were marked M. The formations marked KIII/o, KIV/o, and KV/o represent the barren interbeddings in the respective lignite seams. The Upper Pannonian is covered by a connected sheet (f) of Quaternary deposits overlying it with a definite lithologic and angular unconformity.

The morphology of the grains of clastic rocks has attracted the attention of numerous workers, (WENTWORTH [24], HAGERMANN [3], COX [2], SZÁDECZKY-KARDOSS [16-21], WADELL [23], etc.) as result, various methods of measurement and calculation were developed. As regards the numerical characterization of the roundness of grains, the value  $v + p/2$ , introduced

by SZÁDECZKY-KARDOSS, eliminated individual errors of measurement to a high degree. For fluvial transport it had been proved to vary as the logarithm of transport distance. Following a proposal of SZÁDECZKY-KARDOSS [21], PÉCSI and PÉCSI-DONÁTH compiled a series of 10 tables, composed of the photographs of grains of different size but identical roundness, with a view to accelerate measurements and facilitate the study of grains of less than 0.5 mm size.\*

We have extended our analysis of roundness to 80 samples from 10 boreholes drilled in the Visonta prospect area. Six of the holes (A. 28, A. 50, M. 7, V. 114, V. 118 and V. 145) were drilled without mud circulation as far as possible, while the remaining four (A. 62/Ba, V. 155/A, V. 156/AI and V. 157/A) were drilled with the usual water flush. Owing to the possible contamination of the samples the reliability of the second group is inferior to that of the first group. The grain size fractions of 0.32 to 0.64 mm of the 80 samples were separated by screening. This fraction was the coarsest grain size group still abundant enough for a statistical examination. 25 to 30 quartz grains were then picked out under a microscope and photographed (Fig. 3). The roundness of approximately 2500 grains was determined on four separate occasions. The 12,000 data or so thus obtained were then objected to the statistical evaluation presented in this paper.

As there was no important difference in the average roundness of the samples considered, the usual roundness parameters such as  $v + p/2$  could not show up any significant differences. To demonstrate such differences, a more profound investigation of distribution had to be performed. The  $v + p/2$  distribution of the individual samples was plotted in histograms. (Figs 4—20, and Table 1.) Cumulative curves were less appropriate for regional comparative examinations. The curves were characterized by pairs of parameters, slightly different from the usual ones of mathematical statistics: the pairs of these parameters were then plotted in a coordinate system.

One of the parameters ( $\alpha$ ) represents the quotient of the percentage of the most populous roundness interval in the sample by the sum of the percentages of all the other intervals. The quotient  $\alpha$ , expressive of the sorting of roundness of the sample, is the greater, the more grains fall within a single roundness interval. In the present investigation,  $\alpha$  was found to vary from 0.42 to 2.70.

The other parameter ( $\beta$ ) is the quotient of the percentage of the most populous roundness interval in the sample by the number of non-empty intervals. With the maximum percentage varying from 30 to 74, and the number of non-empty intervals varying from 3 to 5,  $\beta$  varied from 6 to 22.  $\beta$  is in effect the height-to-width ratio of the distribution curve.

\* Thanks are due to Mrs. É. PÉCSI-DONÁTH for putting at the disposal of the authors the original series of pictures and facilitating thereby the roundness analysis of the samples.

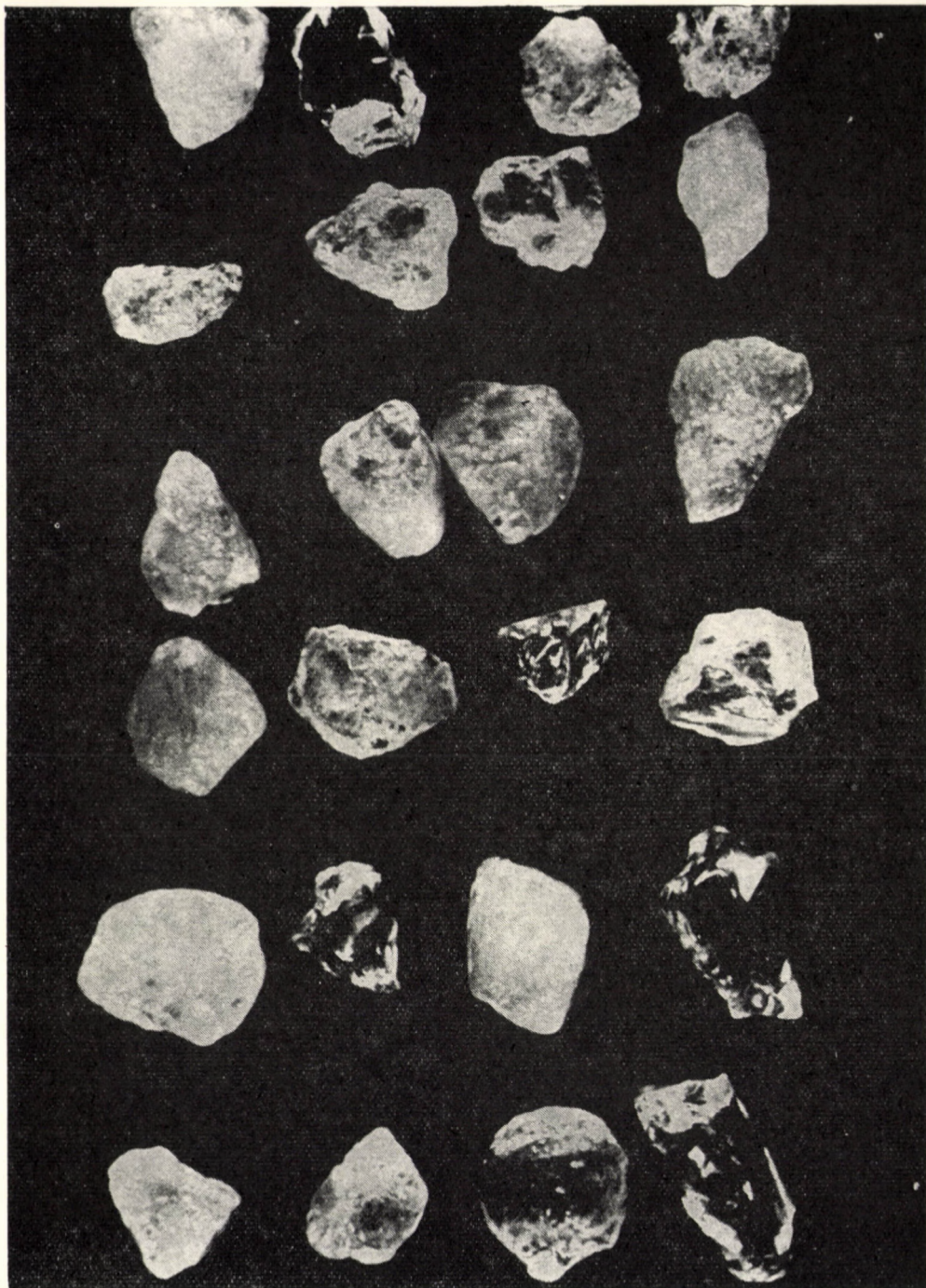


Fig. 3. A sample from borehole No. V 156/AI (50 ×)

Table I  
Summary of

Sample No.	Depth of sampling	Symbol of layer	Percentual $v + \frac{P}{2}$ distribution			
			1	2	3	4
1	2	3	4	5	6	7
A.28/1	0.00— 0.30	f	4	32	42	18
A.50/7	5.30— 6.50	f	5	24	33	24
A.50/8	6.50— 27.80	f	6	28	33	22
A.50/10	28.36— 31.65	IV/o		21	42	25
A.50/31	41.10— 48.60	V/o		17	50	33
A.50/33	49.43— 53.80	M		24	44	28
A.50/34	53.80— 80.50	M		18	36	32
A.62/Ba/2	0.30— 7.20	f	4	29	42	21
A.62/Ba/3	7.20— 15.00	f		21	50	25
A.62/Ba/4	15.00— 17.00	f		15	41	30
A.62/Ba/5	17.00— 19.00	III/o		26	48	18
A.62/Ba/9	26.50— 30.00	IV/o		30	45	15
A.62/Ba/14	36.00— 39.00	V/o		14	54	29
A.62/Ba/16	42.00— 63.50	V/o		22	45	27
A.62/Ba/18	63.90—128.00	V/o		22	48	26
A.62/Ba/22	129.10—133.00	V/o		13	53	17
M.7/15	29.50— 31.84	f		17	38	28
M.7/19	38.16— 39.30	KIV/o		4	73	14
M.7/26	44.20— 45.50	IV/o		7	52	30
M.7/33	57.00— 58.17	KV/o		25	38	29
M.7/39	66.62— 69.20	V/o		19	66	15
V.114/3	3.50— 11.90	f		28	40	24
V.114/4	11.90— 14.50	II/o		18	63	14
V.114/19	38.20— 48.80	IV/o		5	41	35
V.114/27	52.00— 67.00	M		5	27	36
V.118/2	0.50— 3.20	f		6	50	38
V.118/3	3.20— 5.40	f		9	48	39
V.118/8	15.50— 15.90	f		4	46	46
V.118/13	20.50— 35.90	III/o		4	27	42
V.118/14	35.90— 36.20	IV/o		4	48	35
V.118/15	36.20— 60.40	IV/o			25	53
V.118/16	60.40— 60.60	IV/o		4	33	37
V.118/34	77.90— 78.80	V/o		12	44	40
V.145/3	8.20— 10.30	f	8	34	27	27
V.145/5	12.40— 13.40	f		17	25	33

*roundness values*

of sample			Number of roundness intervals covered by sample	Mean roundness of sample	$\alpha =$ maximal per cent	$\beta =$ maximal per cent	Idiomorphic quartz
5	6	7			$\Sigma - \text{max. per cent}$	$\text{No. of category}$	
8	9	10	11	12	13	14	15
4			5	2.85	0.72	8.4	+
14			5	3.23	0.49	6.6	+
11			5	3.05	0.49	6.6	-
8	4		5	3.33	0.72	8.4	-
			3	3.16	1.00	16.6	?
4			4	3.12	0.78	11.0	-
9	5		5	3.45	0.56	7.2	+
4			5	2.91	0.72	8.4	-
4			4	3.12	1.00	12.5	?
10	4		5	3.48	0.69	8.2	-
4	4		5	3.11	0.92	9.6	-
7	3		5	3.11	0.81	9.0	-
3			4	3.21	1.17	13.5	-
3	3		5	3.13	0.81	9.0	-
4			4	3.11	0.92	12.0	-
13	4		5	3.41	1.12	10.6	?
17			4	3.44	0.61	9.5	?
9			4	3.26	2.70	18.2	-
11			4	3.44	1.08	13.0	-
8			4	3.20	0.61	9.5	-
			3	2.96	1.94	22.0	-
8			4	3.12	0.66	10.0	-
5			4	3.04	1.70	15.7	?
14	5		5	3.72	0.69	8.2	-
22	10		5	4.04	0.56	7.2	+
6			4	3.43	1.00	12.5	+
4			4	3.39	0.92	12.0	-
4			4	3.50	0.85	11.5	-
23	4		5	3.96	0.72	8.4	-
13			4	3.56	0.92	12.0	-
17	5		4	4.00	1.12	13.2	-
18	8		5	3.92	0.58	7.4	?
4			4	3.36	0.78	11.0	-
4			5	2.84	0.51	6.8	+
17	8		5	3.75	0.49	6.6	+

Table I

Sample No.	Depth of sampling	Symbol of layer	Percentual $v + \frac{P}{2}$ distribution			
			1	2	3	4
			4	5	6	7
V.145/6	13.40— 15.40	Ib/o		21	46	21
V.145/7	15.40— 26.35	Ib/o		17	46	30
V.145/10	27.00— 47.10	II/o		25	50	21
V.145/15	52.70— 69.23	III/o		3	58	14
V.145/24	74.50— 76.30	IV/o		6	49	30
V.155/A/3	5.20— 7.90	f		9	32	45
V.155/A/4	7.90— 8.20	f			20	50
V.155/A/5	8.20— 10.20	f		10	15	45
V.155/A/8	20.40— 26.00	Ib/o		5	26	43
V.155/A/9	26.00— 28.00	Ib/o		8	23	42
V.155/A/10	28.00— 33.00	Ib/o		9	46	32
V.155/A/13	41.00— 50.50	II/o		4	32	36
V.155/A/14	50.50— 52.00	II/o			46	37
V.155/A/18	56.80— 75.00	III/o		4	37	42
V.155/A/20	80.00— 95.90	IV/o			38	46
V.155/A/22	100.80— 112.80	V/o		4	33	46
V.155/A/22/a	112.80— 129.10	V/o			23	48
V.155/A/24	131.00— 133.00	M		12	39	35
V.155/A/26	139.10— 151.00	M			21	46
V.156/AI/1	0.00— 1.00	f	5	18	40	32
V.156/AI/2	1.00— 3.00	f	4	31	35	26
V.156/AI/4	4.10— 8.50	f		13	50	21
V.156/AI/8	39.30— 46.30	III/o			47	39
V.156/AI/9	46.30— 53.00	III/o		8	28	48
V.156/AI/10	53.00— 59.00	III/o		16	38	38
V.156/AI/12	68.00— 84.00	III/o		7	30	52
V.156/AI/15	89.20— 98.00	IV/o			50	46
V.156/AI/16	98.00— 108.00	IV/o		25	32	36
V.156/AI/17	108.00— 118.00	KV/o		11	30	44
V.156/AI/18	118.00— 187.00	M		9	30	26
V.157/A/2	1.70— 2.70	f		4	25	53
V.157/A/3	2.70— 3.70	f		4	44	44
V.157/A/4	3.70— 5.20	f		5	36	54
V.157/A/5	5.30— 7.00	f		14	38	38
V.157/A/6	7.00— 27.40	Ib/o		15	50	29

(continued)

of sample			Number of roundness intervals covered by sample	Mean roundness of sample	$\alpha = \frac{\text{maximal per cent}}{\Sigma - \text{max. per cent}}$	$\beta = \frac{\text{maximal per cent}}{\text{No. of category}}$	Idiomorphic quartz
5	6	7					
8	9	10	11	12	13	14	15
12			4	3.25	0.85	11.5	—
7			4	3.26	0.85	11.5	—
4			4	3.04	1.00	12.5	—
14	11		5	3.66	1.38	11.6	—
9	6		5	3.60	0.96	9.8	—
14			4	3.63	0.81	11.2	—
25	5		4	4.15	1.00	10.2	+
20	10		5	4.05	0.81	9.0	?
26			4	3.89	0.75	10.7	—
23	4		5	3.92	0.75	8.4	—
9	4		5	3.54	0.85	9.2	—
20	8		5	3.96	0.56	7.2	—
17			3	3.70	0.85	15.3	—
17			4	3.70	0.75	10.5	—
12	4		4	3.83	0.85	11.5	?
13	4		5	3.79	0.85	9.2	—
22	7		4	4.14	0.92	12.0	?
14			4	3.53	0.63	9.7	+
25	8		4	4.20	0.85	11.5	+
5			5	3.13	0.66	8.0	—
4			5	3.00	0.53	7.0	—
16			4	3.41	1.00	12.5	—
14			3	3.66	0.88	15.6	—
12	4		5	3.76	0.92	9.6	—
8			4	3.38	0.61	9.5	—
11			4	3.66	1.08	13.0	—
4			3	3.54	1.00	16.6	—
7			4	3.25	0.56	9.0	—
15			4	3.75	0.78	11.0	—
26	9		5	3.95	0.42	6.0	+
18			4	3.85	1.12	13.2	+
8			4	3.55	0.78	11.0	—
5			4	3.59	1.17	13.5	—
10			4	3.43	0.61	9.5	—
6			4	3.26	1.00	12.5	—

Table I

Sample No.	Depth of sampling	Symbol of layer	Percentual $v + \frac{p}{2}$ distribution			
			1	2	3	4
1	2	3	4	5	6	7
V.157/A/9	37.00— 40.00	III/o			46	42
V.157/A/10	40.00— 46.30	III/o		12	31	47
V.157/A/13	50.80— 73.90	IV/o		7	37	43
V.157/A/15	79.40— 81.00	KV/o		14	50	27
V.157/A/17/a	83.20— 88.20	V/o		28	28	41
V.157/A/20	95.50—115.00	M		22	30	37
V.157/A/21	115.00—119.00	M		26	35	23
V.157/A/22	119.00—123.00	M	4	36	32	21
V.157/A/23	123.50—151.00	M		29	25	42

The horizontal and vertical variations of  $\alpha$  and  $\beta$  were shown in fence diagrams of maps.

The relationship  $\alpha$  vs  $\beta$  is shown in Fig. 23 by three curves, according as the samples have covered three, four or five intervals of roundness.

The deeper Upper Pannonian without lignite seams is largely characterized by a poorly sorted roundness represented by drawn-out curves with low maxima. Within the lignite complex, the poor sorting characteristic of the underlying barren strata persists in the deeper samples of the group marked V/o, wherever the group is thick enough (e.g. A. 62/Ba), but the higher samples already gave asymmetric curves with high maxima slightly elongate

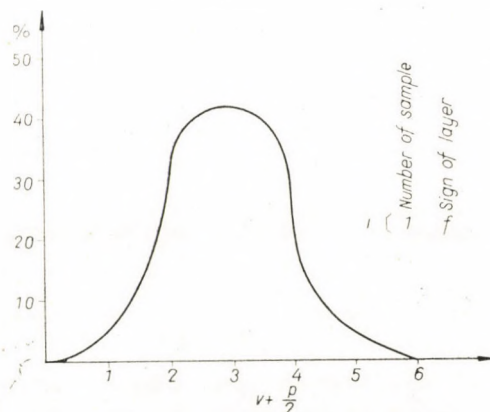


Fig. 4. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of bore-hole No. A. 28. I. Quaternary

(continued)

of sample			Number of roundness intervals covered by sample	Mean roundness of sample	$\alpha =$ maximal per cent $\Sigma - \text{max. per cent}$	$\beta =$ maximal per cent No. of category	Idiomorphic quartz
5	6	7					
8	9	10	11	12	13	14	15
12			3	3.65	0.85	15.3	—
7	3		5	3.56	0.88	9.4	—
13			4	3.63	0.75	10.7	?
9			4	3.31	1.00	12.5	—
3			4	3.20	0.69	10.2	—
11			4	3.37	0.58	9.2	—
8	8		5	3.34	0.53	7.0	—
7			5	3.25	0.56	7.2	—
4			4	3.20	0.75	10.5	—

toward the better rolled side. This character is even more pronounced in the group marked IV/o; here the curve steeply rises to a high maximum on the unrolled side, with an equally sharp slope on the rolled side, flattening out abruptly near the abscissa axis. The curves of the group III/o are largely symmetrical, of the Gaussian type. The groups II/o and Ib/o also gave in most cases Gaussian curves of roundness distribution. The limited number of samples from these two latter groups does not, however, warrant any conclusions.

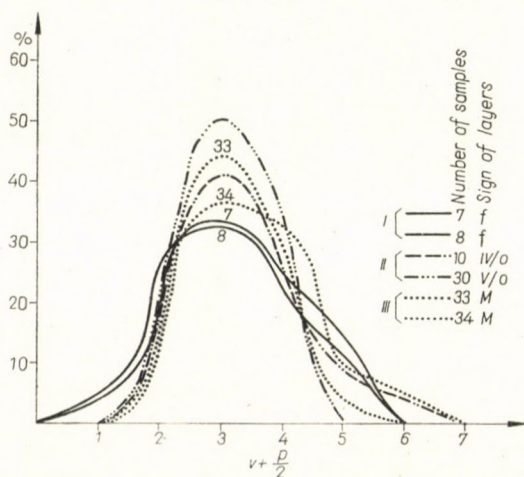


Fig. 5. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of bore hole No. A. 50. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex. III. Upper Pannonian barren complex

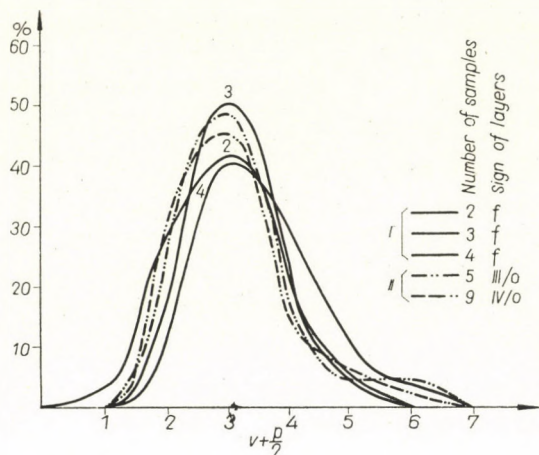


Fig. 6. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. A. 62/Ba. I. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

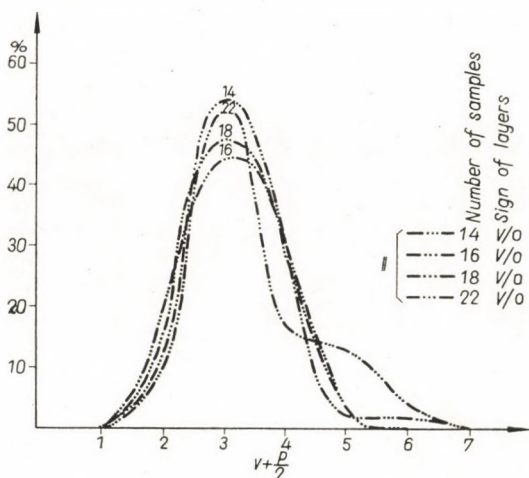


Fig. 7. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. A. 62/Ba. II. II. Upper Pannonian lignite complex

The means of  $\alpha$  and  $\beta$  over the individual groups of layers are shown in Figs 21, 22, and 23, and in Table 2.

On the basis of 11 samples from five boreholes, the Upper Pannonian group marked M, older than the woody lignite seams, can be characterized as being least sorted or having the lowest maxima, respectively.

As proved by 10 samples from six boreholes, the group marked V/o has a high degree of average sorting. From the group marked KV/o, only two

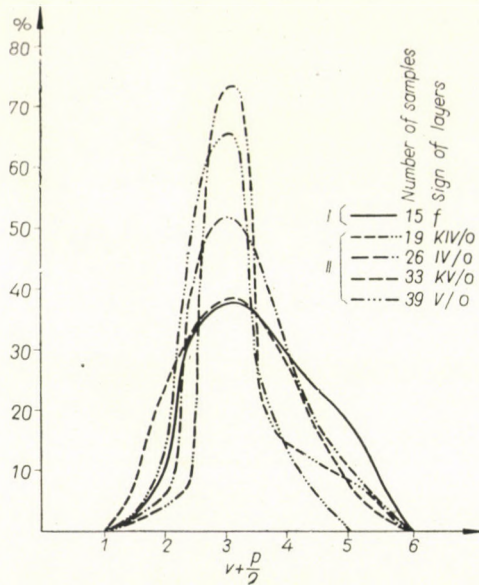


Fig. 8. Percental distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. M. 7. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

Table II  
Mean roundness,  $\alpha$  and  $\beta$  parameters  
of the groups of layers

Symbol of layer	Number of averaged samples	Mean of roundness	$\alpha = \frac{\text{maximal per cent}}{\Sigma - \text{max per cent}}$	$\beta = \frac{\text{maximal per cent}}{\text{No. of category}}$
f	23	3.38	0.76	9.76
Ib/o	6	3.51	0.84	10.63
II/o	3	3.25	1.18	14.50
III/o	11	3.63	0.87	10.95
KIV/o	1	3.26	2.70	18.20
IV/o	12	3.57	0.83	10.73
KV/o	2	3.47	0.70	10.25
V/o	10	3.35	1.02	12.61
M	10	3.54	0.62	8.65

samples were obtained; hence the values are not comparable with those of the group V/o.

12 samples from 9 boreholes proved the group marked IV/o to be sorted well enough. The single examined sample of the group marked KIV/o revealed an unusually high grade of sorting.

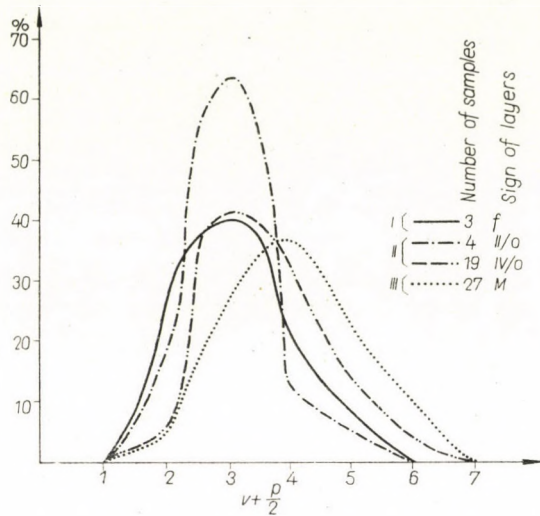


Fig. 9. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 114. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

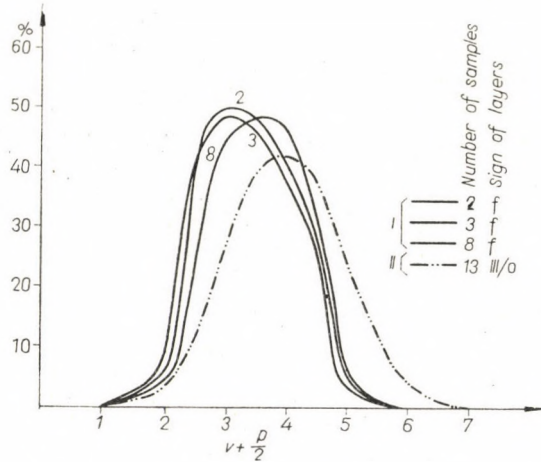


Fig. 10. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 118. I. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

The mean sorting of 11 samples of the group marked III/o, taken from six boreholes, proved to be nearly identical to that of the group IV/o.

The group marked II/o was traversed by only three boreholes; the 3 samples available showed it to have the highest sorting of roundness.

The mean sorting of 6 samples of the group marked Ib/o, obtained from three boreholes, seemed to agree with the means of the preceding groups.

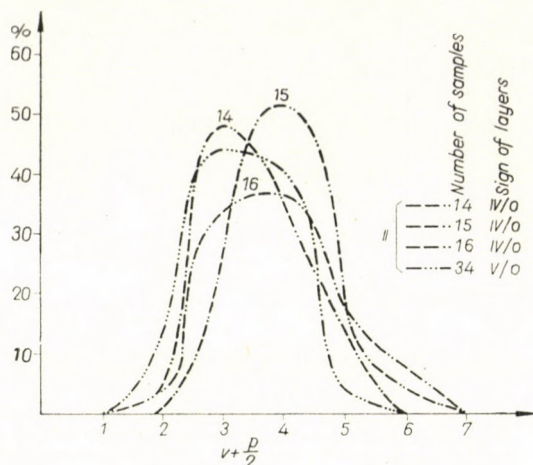


Fig. 11. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of bore-hole No. V. 118. II. Upper Pannonian lignite complex

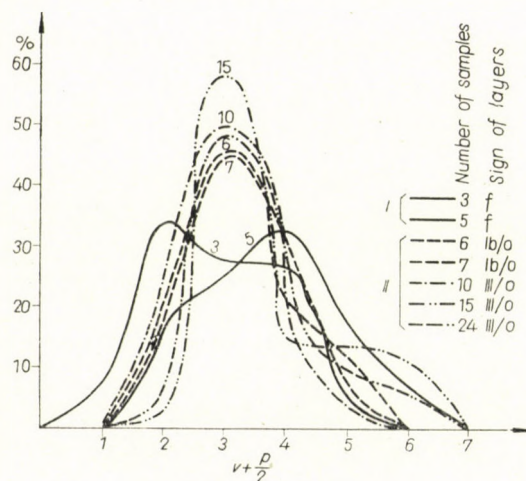


Fig. 12. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of bore-hole No. V. 145. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

The Quaternary discordant overlying the Upper Pannonian was traversed by all the 10 examined boreholes. It included the most heterogeneous element, with a mean sorting nearly as low as that of the group marked M.

Considering now the individual boreholes, no definite tendency could be observed in the changes of  $\alpha$  and  $\beta$ . As a rule, the sorting of roundness of the group M, and of the Pleistocene deposits, was about equally poor. In the Quaternary successions with wildly fluctuating sorting were encountered (in

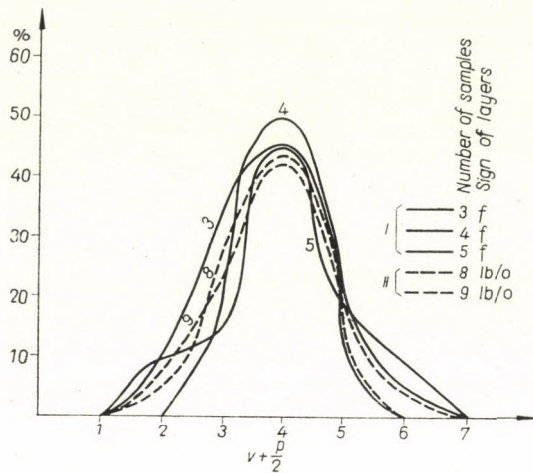


Fig. 13. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 155/A. I. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

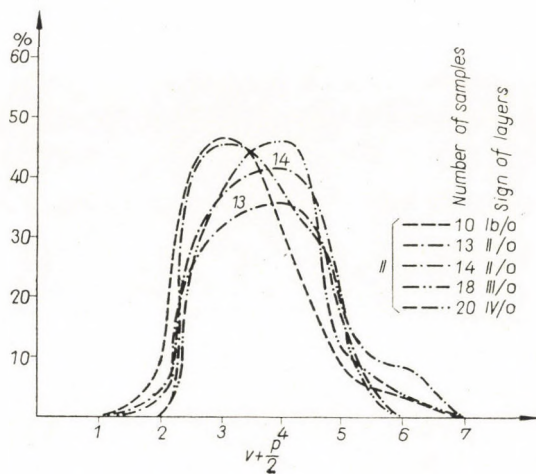


Fig. 14. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 155/A. II. II. Upper Pannonian lignite complex

borehole V. 156/AI). As proved by both  $\alpha$  and  $\beta$ , the Upper Pannonian is better sorted in general than the two other groups of layers just mentioned. Deviations from the average were observed most often in the layers directly overlying the lignite seams and in the barren interbeddings.

In the diagram representing the relationship between  $\alpha$  and  $\beta$  (Fig. 23), the samples with relatively low maxima are found close to the abscissa axis.

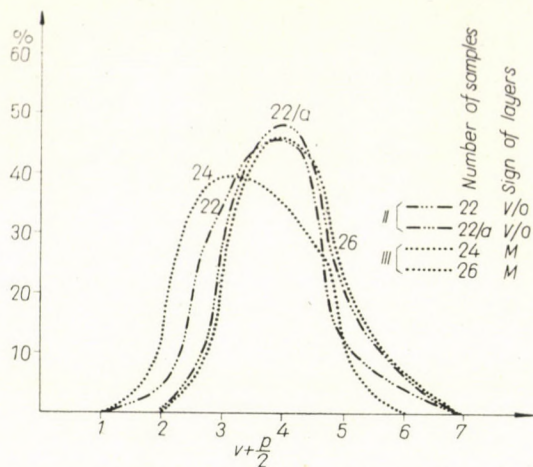


Fig. 15. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 155/A. III. II. Upper Pannonian lignite complex. III. Upper Pannonian barren complex

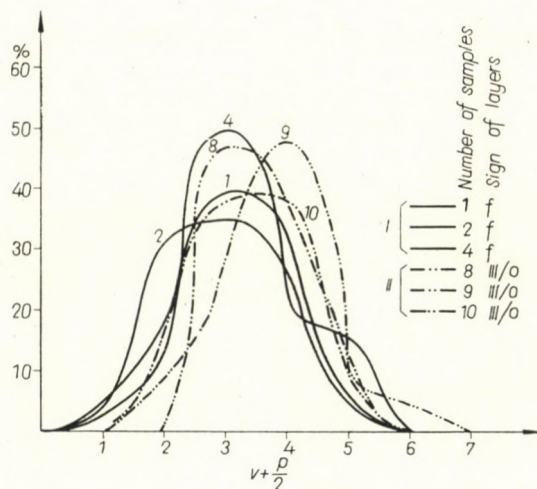


Fig. 16. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 156/AI. I. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

A growing distance from the abscissa axis means that the proportion of the most populous roundness interval increases at the expense of the other intervals. As for the samples close to the ordinate axis, their width is large as compared to their peak height; with a growing distance from the ordinate axis, the ratio of peak height to base of the curve gradually increases. Accordingly, the samples with a less well-sorted roundness are arranged near the origin:

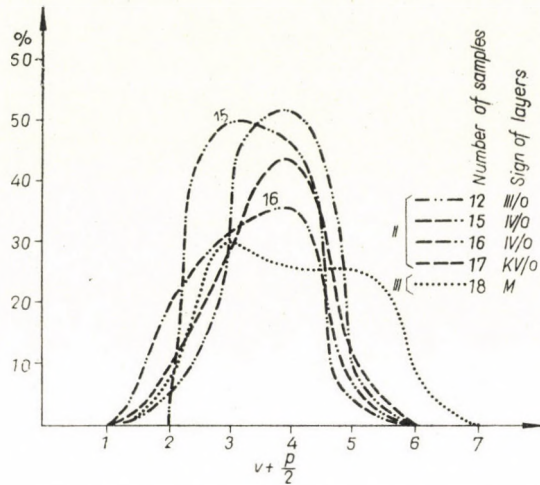


Fig. 17. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 156/AI. II. II. Upper Pannonian lignite complex. III. Upper Pannonian barren complex

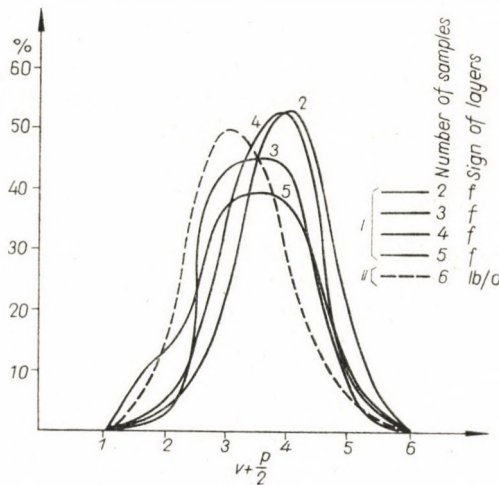


Fig. 18. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 157/A. I. I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex

moving away from it along the three rising curves we find samples with better sorting of roundness.

The dispersion areas of the individual groups of layers were outlined in Fig. 24. Within these areas, the points corresponding to the mean  $\alpha$ 's and  $\beta$ 's of the individual groups of layers were also marked.

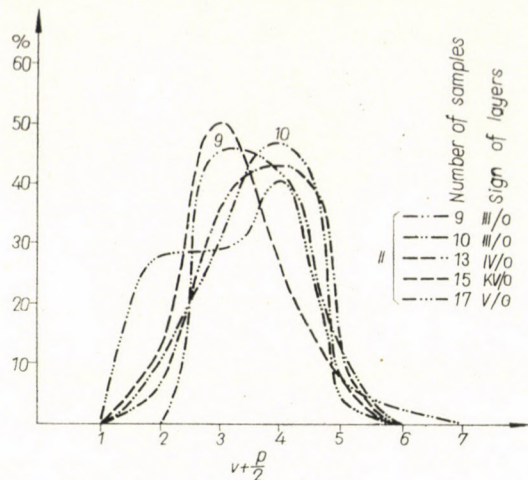


Fig. 19. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 157/A. II. II. Upper Pannonian barren complex

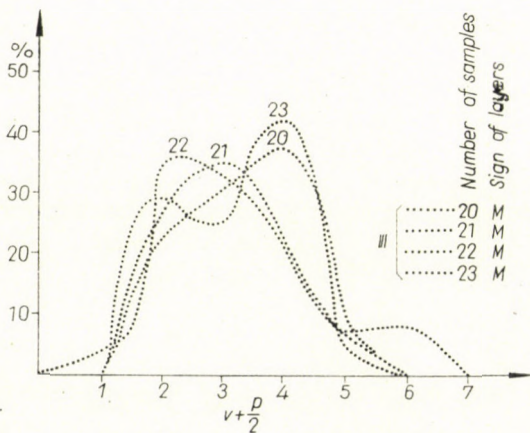


Fig. 20. Percentual distribution of the  $v + p/2$  roundness parameter in the samples of borehole No. V. 157/A. III. III. Upper Pannonian barren complex

On the average, the plots of the group marked M are least well-sorted average on the basis of both parameters. Accordingly, well-sorted samples do not occur even exceptionally in this group.

The group marked V/o is distinguished by a high mean sorting which is, however, due to two samples of exceptionally good sorting. Three of the four overlying groups of layers marked IV/o, III/o, II/o, and Ib/o, have but slightly different means. As a result, if the whole area is considered, the roundness of grains remains essentially unchanged within the lignite complex. The high

mean roundness of the group marked II/o, of an exceptional situation, was derived from only three samples. In the group of layers marked IV/o, the parameter  $\alpha$  is rather uniform, whereas  $\beta$  shows a very broad dispersion; for the group marked III/o, the dispersion of  $\alpha$  is half again as great as in group IV/o. In the group marked II/o, the form of the field of dispersion revealed a very high degree of roundness sorting; the dispersion of  $\alpha$  in this group is considerably superior to that of  $\beta$ . The parameters  $\alpha$  and  $\beta$  of the youngest examined Pannonian group of layers, marked Ib/o, show the least dispersion, *i.e.* its plots were concentrated in a small central section of diagram.

The mean of the Quaternary layers ranks between the means of the barren and lignite Upper Pannonian complexes. This mean is composed of values of poor sorting of roundness, similar to that of the barren complex, on the other hand, and to better-sorted ones, similar to the Upper Pannonian lignite complex, on the other. The Quaternary group thus has a relatively broad field of dispersion and the  $\alpha$  and  $\beta$  parameters of the samples show remarkable differences.

The occurrence of idiomorphic quartz, coming presumably from the Miocene rhyolite tuff, was also investigated and related to the distribution of roundness. Apart from some uncertain exceptions it could be established that idiomorphic tuffogenic quartz was restricted to the Upper Pannonian barren complex and to the Quaternary, respectively.

After having evaluated 80 samples from ten boreholes drilled in the prospect area it could be stated that there is no significant difference in the  $v + p/2$  values since the layers concerned contained no coarse gravel. The  $v + p/2$  parameter varied from 2.84 to 4.20, covering not more than 13.6 per cent for the entire range of roundness. The dispersion within the individual groups of layers was still less (3.7 per cent of the entire range). As regards the position of the peaks of the distribution curves, the differences are negligible, too, since, apart from a single exception, all peaks are in the roundness interval 3 and 4.

The Mátra and Bükk Mountains [7] were at the end of the Upper Pannonian peneplains bordering on a basin of accumulation. In the Valachian tectonic phase two mountains were uplifted, essentially along a single fault of NE—SW trend, and their wearing away was initiated at a rate similar to the contemporary one or even faster. Only a small portion of the quartz grains contained in the deposits investigated could come from the andesite mass of the Mátra Mountains, which is largely free of quartz. Accordingly, idiomorphic quartz could derive within the actual Mátra Mountains region primarily and almost exclusively from the relatively scarce Helvetian and Sarmatian rhyolite or dacite tuffs. Sorting of roundness increasing on the average in the Upper Pannonian upwards from the complex marked M, indicates that the waste was imported from a gradually increasing distance. In the Upper Pannonian quartz

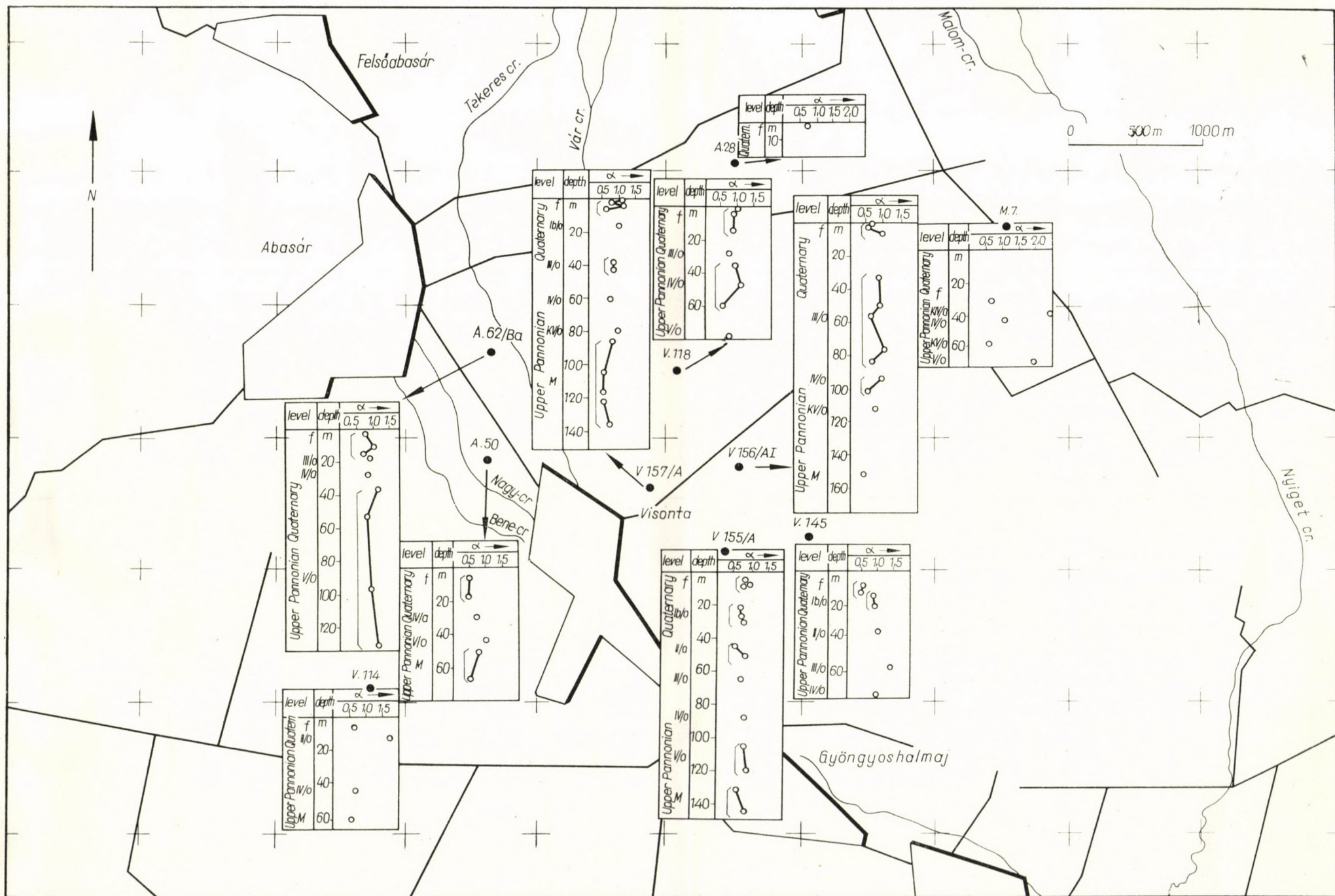


Fig. 21. Vertical changes of  $\alpha$  in the boreholes examined

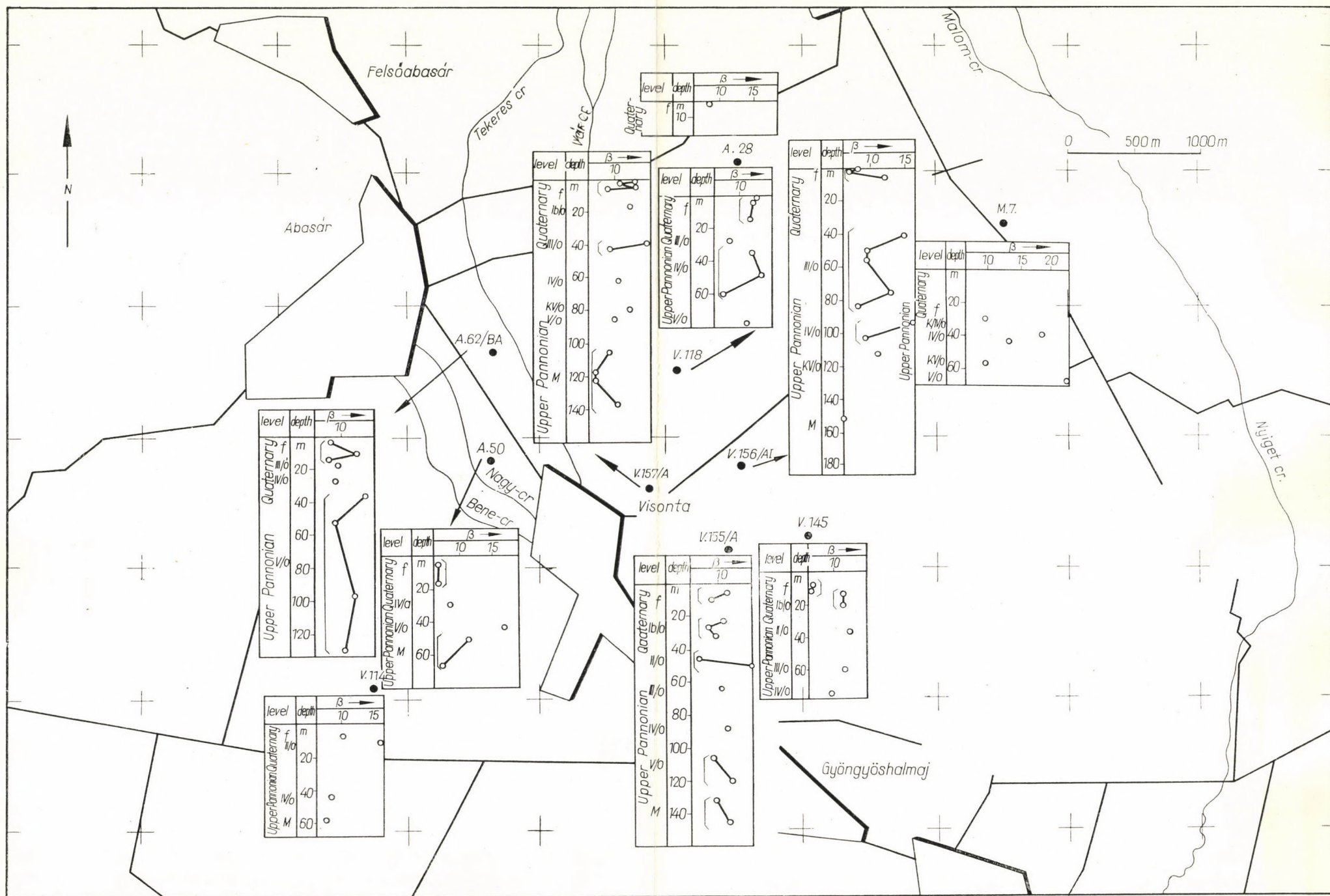


Fig. 22. Vertical changes of  $\beta$  in the boreholes examined

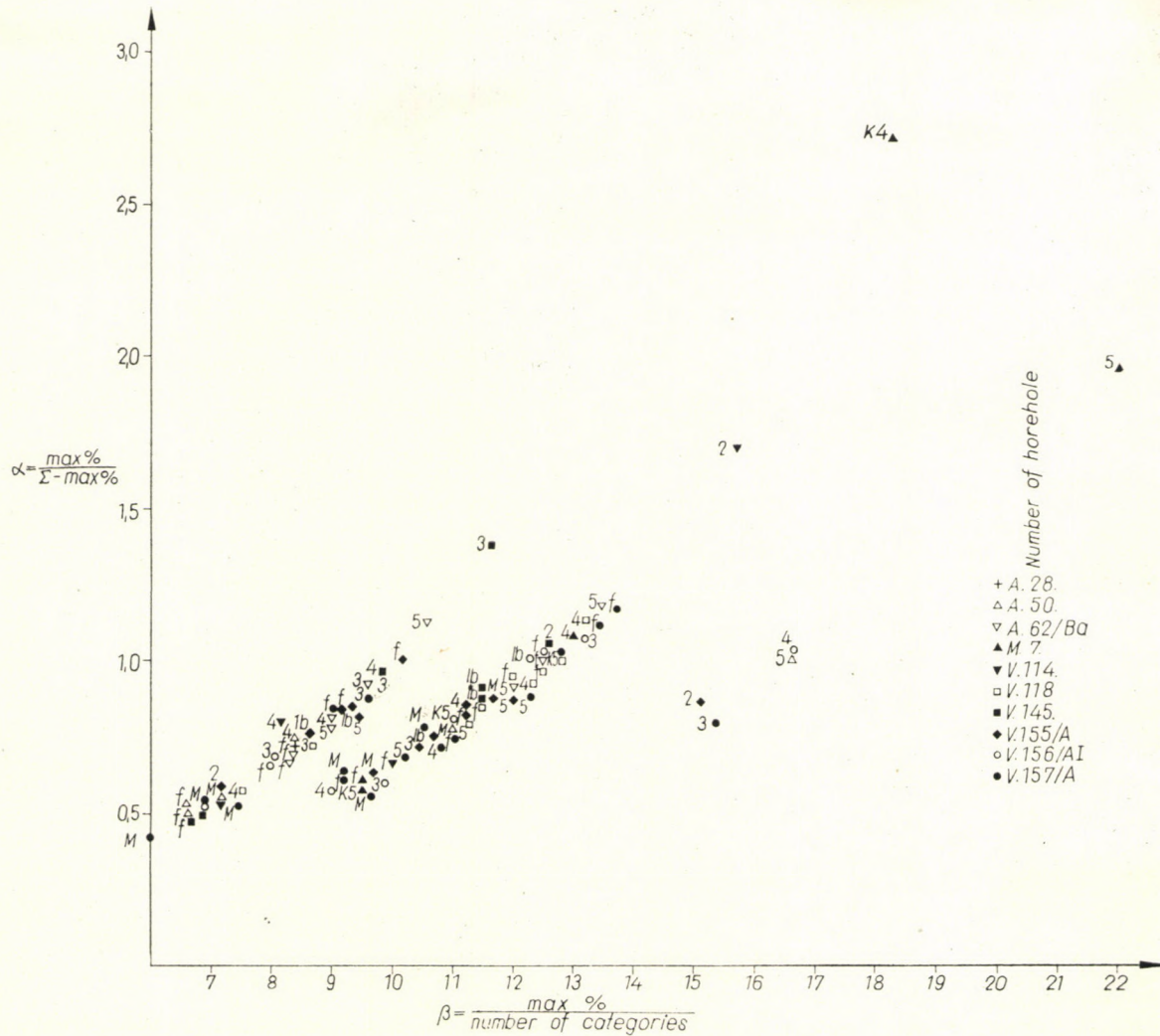


Fig. 23. Sorting of roundness vs.  $\alpha$  and  $\beta$  in the samples examined

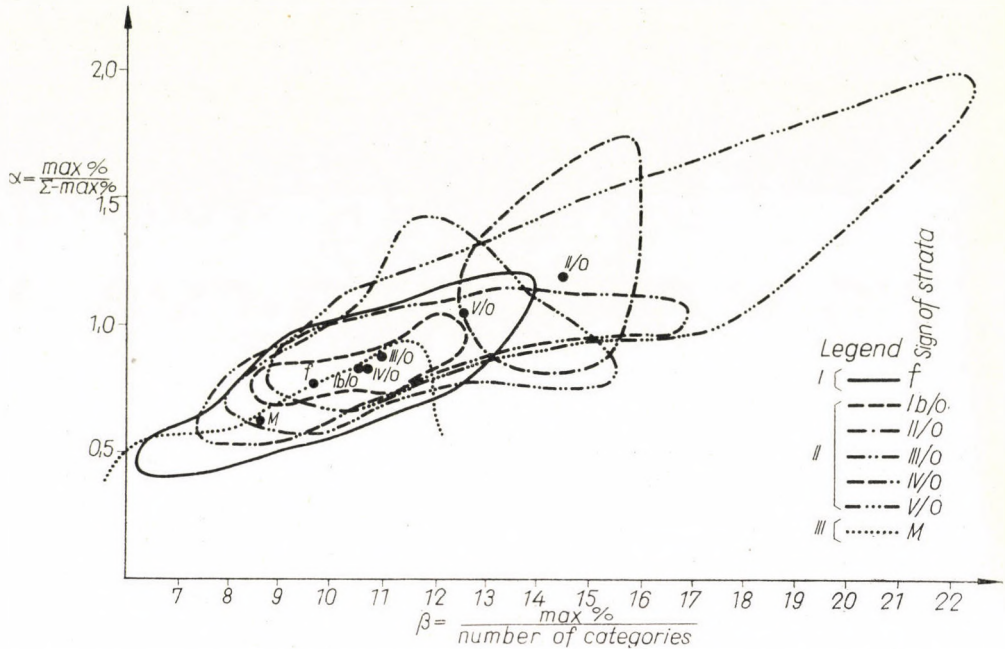


Fig. 24. Distribution of sorting of roundness in the stratigraphic units examined and mean sorting of roundness vs.  $\alpha$  and  $\beta$ . I. Quaternary. II. Upper Pannonian lignite complex. III. Upper Pannonian barren complex

from nearby sources was gradually reduced almost to zero. The occasional lack of sorting in the Upper Pannonian indicates the stepwise submergence of the basin border, both in time and in space. The rapid sinking of the base of erosion, brought about by episodes of faulting, led to the local erosion of the volcanic exposed on the beach. As it was demonstrated by earlier investigations [8], the end of lignite formation can be also explained by rapid changes of level of this kind. Within the Upper Pannonian abnormal roundness distribution was largely restricted to the covers of the lignite seams.

The higher dispersion of roundness of the Quaternary deposits can be interpreted on the grounds that a relatively large proportion of the quartz grains in them came from Pannonian deposits being eroded from the rising Mátra Mountains, and that the admixtures of primary Mátra quartz, with the result of stretching the curve in the direction of lower roundness, were merely occasional. According to the statistical data relating to idiomorphic "dihexahedric" quartz, the quartz grains which can be derived from the actual Mátra Mountains area are restricted almost without exception to the Quaternary and to the Upper Pannonian barren complex. This is also due to the circumstance that the profound erosion of the rock stock of the actual Mátra Mountains took place essentially in these two periods whereas the Mátra Mountains were a sea-

side peneplain in the upper lignitic part of the Upper Pannonian and partly even a region of accumulation of Upper Pannonian sediments. It is owing to the reworking of the said deposits after the Valachian displacements that the quartz material of some Quaternary samples shows the same roundness distribution as is characteristic for the Upper Pannonian.

## REFERENCES

1. CSEH-NÉMETH, J.: Földtani vizsgálatok a Zala bal oldali teraszterületén (Geological investigations into the left-bank terraces of the Zala river). Földtani Közlöny **87**, 173, 1957.
2. COX, E. P.: A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness. Jour. Paleon. **1**, 179, 1927.
3. HAGERMANN, T.: Granulometric Studies in Northern Argentine. Geografiska Annaler **18**, 125, 1936.
4. KASZANITZKY, F.: Az alsó oligocén (hárshegyi) homokkő ásvány-kőzettani vizsgálata (A mineralogical and petrological examination of the Lower Oligocene Hárshegy sandstone). Földt. Közl. **86**, 244, 1956.
5. KRUMBEIN, W. C.—PETTJOHN, F. J.: Manual of Sedimentary Petrography. Appleton-Century-Crofts. New York, 1938.
6. MIKLÓS, M.: Az Ecséd III. kutatási terület rétegtani, szerkezeti és vízföldtani viszonyai (Stratigraphy, structure, and hydro-geology of the Ecséd III. prospecting area). Publications of the Hungarian Research Institute for Mining **IX**, 2, 28, 1964.
7. MIKLÓS, M.: A vízszint-süllyesztés tervezéséhez szükséges hidrológiai vizsgálatokról a gyöngyösvisontai kutatási területen (Hydrological investigations serving to project the lowering of the ground water table in the Gyöngyösvisonta prospect area). Hungarian Research Institute for Mining. 1963.
8. MIKLÓS, M.: A visontai kutatási terület laza üledékes kőzeteinek vizsgálata és értékelése (A statistical study and evaluation of unconsolidated sedimentary rocks in the Visonta development area). Publications of the Hungarian Research Institute for Mining **10**, 27, 1967.
9. MIKLÓS, M.—PESTY, L.: A bükkábrányi kutatási terület laza üledékes kőzeteinek előzetes statisztikai értékelése (A preliminary statistical evaluation of the unconsolidated deposits in the Bükkábrány prospect area). Publications of the Hungarian Research Institute for Mining **XI**, 112, 1967.
10. PÉCSI, M.: A Dunavölgy magyarországi szakaszának kialakulása (On the evolution of the Hungarian section of the Danube Valley). Candidate's thesis. Manuscript, 1957.
11. PÉCSI, M.—PÉCSI-DONÁTH, É.: Méthodes de recherche d'histoire de l'évolution des vallées et des terrasses. Annales Univ. Sci. Bp. de R. Eötvös Nom. Sectio Geol. **III**, 135, 1960.
12. PÉCSI-DONÁTH, É.: Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálata (Investigation of the roundness of gravels from Danube terraces). Földtani Közlöny **88**, 57, 1958.
13. SCHNEIDERHÖHN, P.: Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie **4**, 172, 1954—55.
14. STRAUZ, L.: A Dunántúl DNy-i részének kavicsképződményei (Gravels in SW Transdanubia). Földt. Közl. **79**, 8, 1949.
15. STRAUZ, L.: Kavicsstanulmányok a Dunántúl középső részéből (Gravel studies in central Transdanubia). Földt. Közl. **82**, 119, 1952.
16. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Flulßschotteranalyse und Abtragungsgebiet. Mitt. d. berg- und hüttenm. Abt. Sopron, 204, 1932.
17. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. Centralb. f. Min. **389**, B. 1933.
18. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Flulßschotteranalyse und Abtragungsgebiet II. Mitt. d. berg- und hüttenm. Abt. Sopron, 249, 1933.
19. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Adatok a görgetési határ kérdéséhez (A contribution to the problem of the rolling limit). Földt. Közl. **65**, 39, 1935.
20. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Geologie der Rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. Sopron, 1938.
21. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Kőzetan (Petrography) University Textbook, 1952.

22. VÉGH, S.: Üledékes közettani vizsgálatok Hidas—Váralja környékén (Investigations into the sedimentary petrography of the Hidas—Váralja region). *Földt. Közl.* **86**, 151, 1956.
23. WADELL, H.: Volume, shape and roundness of rock particles. *Jour. Geology* **40**, 443, 1932.
24. WENTWORTH, C. H.: A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.* **30**, 377, 1922.
25. ZINGG, Th.: Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz, Min. Petr. **XV**, 39, 1935.
26. MOHR, A.—MRAZEK, J.—RICHTER, K. H.—VOGEL, W.: Ein neuer Weg in der morphometrischen Kornanalyse zur Kennzeichnung klastischer Sedimente. *Geologie* **16**, 660, 1967.

## ИЗУЧЕНИЕ ОКАТАННОСТИ ЗЕРЕН РЫХЛЫХ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ С. ВИШОНТА

М. МИКЛОШ и Л. ПЕШТИ

### Резюме

На поисково-разведочной площади около с. Вишонта к востоку от города Дьендьеш было отобрано 80 проб из 10 скважин, вскрывших верхнепаннонско-плейстоценовую толщу, подстилаемую вулканическим комплексом гор Матра. По кварцевым зернам величиной от 0,32 до 0,64 мм из этих проб было получено 12 000 данных окатанности, которые определялись методом *срв* и оценивались статистически.

Распределение окатанности внутри каждой пробы было изображено кривыми типа гистограмм, и были введены две величины ( $\alpha$  и  $\beta$ ) для характеристики формы кривых. Они изображены на карте блок-диаграммами.

На основании полученных данных установлено: 1) нижняя часть верхнепаннонских отложений характеризуется зернами различной окатанности, транспортировавшимися на разные расстояния; 2) прослой между угольными пластами хорошо отсортированные, чаще всего могут быть охарактеризованы кривыми с отчетливым максимумом; 3) четвертичные отложения слабо сортированы, они, как правило, характеризуются вытянутой, пологой кривой. Все эти данные позволили судить о происхождении осадков.

# TEKTONISCHE KARTE UNGARNS IM MAßSTABE 1 : 1 000 000

Von

K. BALOGH und L. KŐRÖSSY

GEOLOGISCHES INSTITUT DER JÓZSEF A. UNIVERSITÄT, SZEGED  
UND UNGARISCHER ERDÖL- UND GASTRUST, BUDAPEST

Anschließend an die Untergrundkarte der ungarischen Tertiärbecken von KŐRÖSSY (1964, 1965) legen die Verfasser eine neuere Übersichtskarte Ungarns vor, deren Material einen Teil der tektonischen Karte des karpato-balkanischen Gebirgssystems im Maßstabe 1 : 1 000 000 bilden wird. Die Karte folgt den Prinzipien, die durch das Redaktionskomitee der karpato-balkanischen Karte unter der Führung von Prof. M. MAHEL' ausgearbeitet wird. Ihr Manuskript wurde mit der technischen Hilfe der Ungarischen Geologischen Anstalt in Budapest zusammengestellt.

## I. Gesteinsmaterial

Den aufbauenden Gesteinskomplexen gemäß können in Ungarn folgende entwicklungsgeschichtliche Phasen unterschieden werden:

1. jungproterozoischen Etappe;
2. paläozoische Etappe mit der kaledonischen [21] und mit der älteren [22] bzw. jüngeren [23] herzynischen Unteretappe;
3. alpine Etappe mit drei Strukturstufen (untere 31., mittlere 32., und obere 33.).

1. *Die jungproterozoische Etappe* wird hauptsächlich durch Meso- und Katametamorphite (Glimmerschiefer, Para- und Orthogneiß usw.) vertreten. Diese Gesteine kommen als Ausläufer des Alpen- bzw. des Tatraveporiden-Kristallins nur in der Umgebung von Sopron bzw. im Ostteile des Tokajer Gebirges an die Oberfläche.

Dabei wurde die Anwesenheit unterirdischer, meso- und katazonaler Gesteinszüge an einigen Stellen (besonders in Nordungarn, im südlichen Transdanubien, im Süd- und Ost-Alföld) durch Bohrungen auch im Untergrund der jungen ungarischen Becken festgestellt, oder auf Grund geologischer Überlegungen (z.B. südlich des Bükk-Gebirges) angenommen.

Das Alter dieser Bildungen ist noch nicht genügend bekannt. Dazu stehen bisher wenige absolute Zeitbestimmungen zur Verfügung.\* So ist ihre Einstufung in die geologische Zeitskala nur eine bisher nicht widerlegte Annahme.

\* Daten siehe in der Arbeit SZÁDECZKY-KARDOSS et al.: Dieselbe Zeitschrift, 1967 Metamorphose in Ungarn.

21. Sedimente der *kaledonischen Unteretappe* sind am Südrande des Balaton-Hochlandes, in dem Mantel des Velenceer Granitmassives, sowie in dem Mantel des Velenceer Granitmassives, sowie in dem Mecsek-Gebirge erst neuerdings nachgewiesen. Sie sind hauptsächlich durch dunkle, epimetamorphe Ton- und Kieselschiefer vertreten, die hier und da auch spärliche Graptolithen-Reste enthalten und so als silurisch zu betrachten sind. Stellenweise lagern auch Kalk-, Dolomit-, Sandstein-, sogar Amphibolit- oder Quarzporphyr-Zwischenlagerungen in die Silur-Folge ein. Da das Basiskonglomerat dieser Serie im Mecsek-Gebirge auch abgerundete Granitkiesel enthält, kann man mindestens einen Teil der migmatitischen Granite dieses Gebietes als vor- oder frühkaledonisch auffassen. Ähnliche, wahrscheinlich vorherzynische Granite kommen auch im Untergrund der Großen Tiefebene vor (Nagykőrös).

22. Der *älteren herzynischen Unteretappe* rechnen wir einmal — im Gegensatz zu manchen österreichischen Geologen — die epimetamorphen Quarzphyllit- und Kalkglimmerschiefer-Serien des Kőszeger Gebirges und des Vashegy zu, deren Fortsetzung westlich des Raab-Flusses in SSW—NNO Richtung auch unterirdisch zu verfolgen ist.

Eine andere, wahrscheinlich hierher gehörende epimetamorphe Zone zieht sich im Streichen des Balatonsees hin, meistens unter Pliozän-Bedeckung verborgen. Obwohl in dieser Zone außer Devon und fossilführendem Unterkarbon auch ältere und jüngere Bildungen vorkommen, sind wir heute noch nicht imstande, die letzteren als selbständige Zonen abzusondern.

Ein drittes Vorkommen der altherzynischen Gesteine liegt in dem mit Fossilien bewiesenen Devon von Szendrő und im Unterkarbon von Uppony vor. Es besteht aus hellen und grauen Marmoren, Tonschiefern, Sandsteinen und leicht metamorphen Kalken.

23. Während der *jüngeren herzynischen Unteretappe* lassen sich in Ungarn drei Faziesbereiche erkennen. Im Norden und im Süden herrscht die *Molasse-Fazies* (pflanzen- sogar kohlenführendes Mittel- und Oberkarbon des Tokajer und des Mecsek-Gebirges; lagunäres Unterperm des Mecsek-Gebirges). Zwischen diesen Zonen erstreckt sich eine *mittlere Zone*, die außer einem, karnisch-dinarische Charakterzüge aufweisenden Mittel- und Oberkarbon (S des Balatonsees; Bükk-Gebirge) auch lagunäres Unterperm (Bükk-Gebirge) enthält.

Wie oben erwähnt, können die älteren und jüngeren herzynischen Etappen unter der jungen Beckenausfüllung voneinander nicht getrennt werden.

Der herzynischen Etappe gehören noch die karbonischen Granite des Velenceer Gebirges und die in dessen weiteren WSW-lichen Fortsetzung durch Bohrungen festgestellten Granitstöcke an.

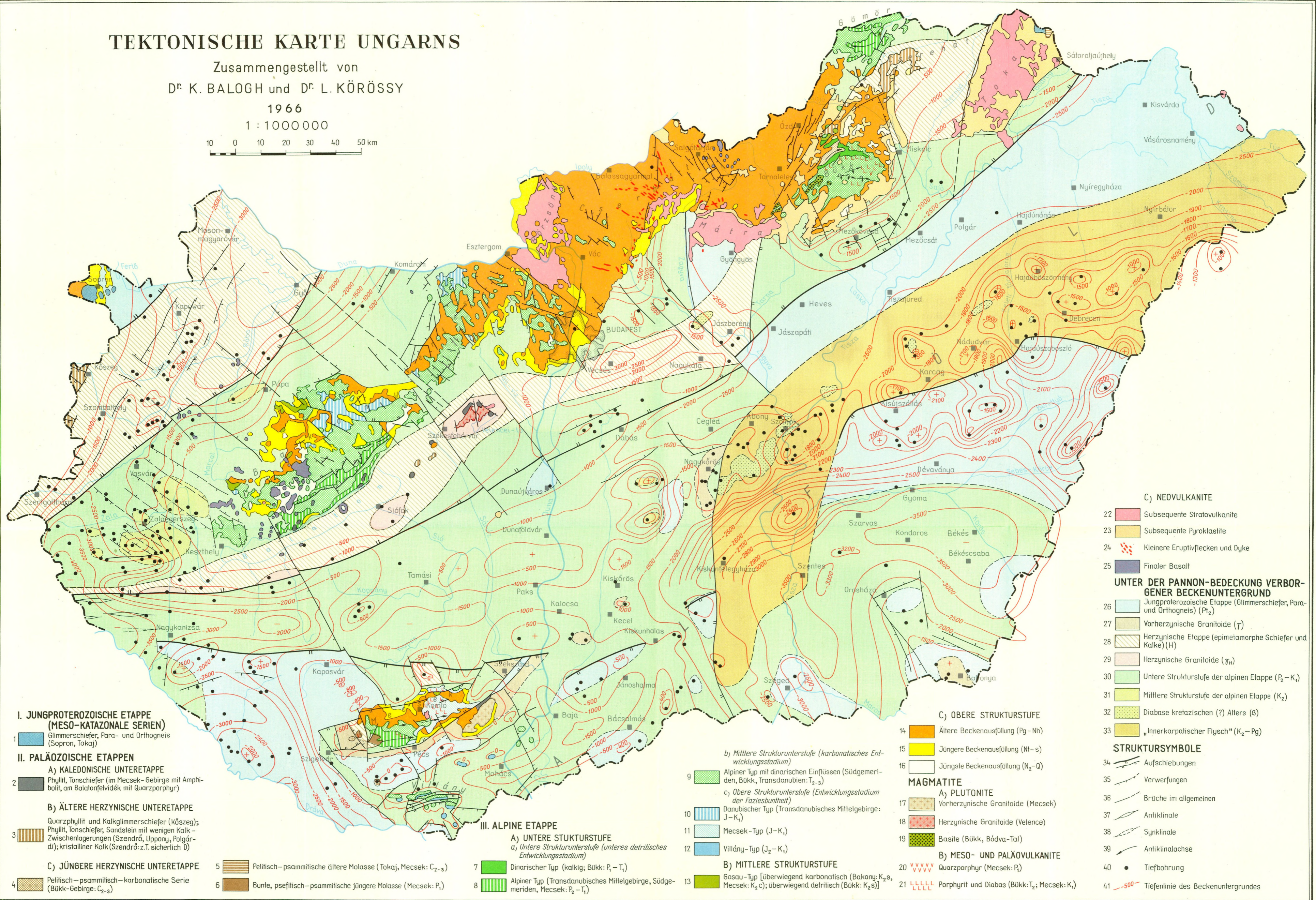
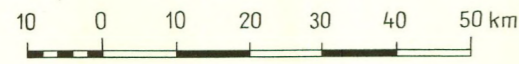
Unterpermische Quarzporphyre kennen wir aus dem Mecsek-Gebirge, und per analogiam können auch die aus einigen Bohrungen im Süd-Alföld bekannten Quarzporphyre unterpermischen Alters sein.

# TEKTONISCHE KARTE UNGARNS

Zusammengestellt von  
D<sup>r</sup>. K. BALOGH und D<sup>r</sup>. L. KÖRÖSSY

1966

1 : 1 000 000



## I. JUNGPROTEROZOISCHE ETAPPE (MESO-KATAZONALE SERIEN)

- 1 Glimmerschiefer, Para- und Orthogneis (Sopron, Tokaj)

## II. PALÄOZOISCHE ETAPPEN

### A) KALEDONISCHE UNTERETAPPE

- 2 Phyllit, Tonschiefer (im Mecsek-Gebirge mit Amphibolit, am Balatonfelvidék mit Quarzporphyr)

### B) ÄLTERE HERZYNISCHE UNTERETAPPE

- 3 Quarzphyllit und Kalkglimmerschiefer (Kőszeg); Phyllit, Tonschiefer, Sandstein mit wenigen Kalk-Zwischenlagerungen (Szendrő, Uppony, Polgárdi); kristalliner Kalk (Szendrő-z.T. sicherlich D)

### C) JÜNGERE HERZYNISCHE UNTERETAPPE

- 4 Pelitisch-psammitsch-karbonatische Serie (Bükk-Gebirge: C<sub>2-3</sub>)

- 5 Pelitisch-psammitsch-ältere Molasse (Tokaj, Mecsek: C<sub>2-3</sub>)
- 6 Bunte, psefilitisch-psammitsch-jüngere Molasse (Mecsek: P<sub>1</sub>)

## III. ALPINE ETAPPE

### A) UNTERE STUKTURSTUFE

- 7 Dinarischer Typ (kalkig; Bükk: P<sub>1</sub>-T<sub>1</sub>)
- 8 Alpiner Typ (Transdanubisches Mittelgebirge, Südgemeinden, Mecsek: P<sub>2</sub>-T<sub>1</sub>)

### b) MITTLERE STRUKTURSTUFE (karbonatisches Entwicklungsstadium)

- 9 Alpiner Typ mit dinarischen Einflüssen (Südgemeinden, Bükk, Transdanubien: T<sub>2-3</sub>)

### c) OBERE STRUKTURSTUFE (Entwicklungsstadium der Faziesbuntheit)

- 10 Danubischer Typ (Transdanubisches Mittelgebirge: J-K<sub>1</sub>)
- 11 Mecsek-Typ (J-K<sub>1</sub>)
- 12 Villány-Typ (J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>)

### B) MITTLERE STRUKTURSTUFE

- 13 Gosau-Typ (überwiegend karbonatisch (Bakony: K<sub>2</sub>s, Mecsek: K<sub>2</sub>c); überwiegend detritisch (Bükk: K<sub>2</sub>s))

## C) OBERE STRUKTURSTUFE

- 14 Ältere Beckenausfüllung (Pg-Nh)
- 15 Jüngere Beckenausfüllung (Nt-s)
- 16 Jüngste Beckenausfüllung (N<sub>2</sub>-Q)

## MAGMATITE

### A) PLUTONITE

- 17 Vorherzynische Granitoide (Mecsek)
- 18 Herzynische Granitoide (Velece)
- 19 Basite (Bükk, Bódva-Tal)

### B) MESO- UND PALÄOVULKANITE

- 20 Quarzporphyr (Mecsek: P<sub>1</sub>)
- 21 Porphyrit und Diabas (Bükk: T<sub>2</sub>; Mecsek: K<sub>1</sub>)

## C) NEOVULKANITE

- 22 Subsequente Stratovulkanite
- 23 Subsequente Pyroklastite
- 24 Kleinere Eruptivflecken und Dyke
- 25 Finaler Basalt

## UNTER DER PANNON-BEDECKUNG VERBORGENER BECKENUNTERGRUND

- 26 Jungproterozoische Etappe (Glimmerschiefer, Para- und Orthogneis) (P<sub>1</sub>)
- 27 Vorherzynische Granitoide (T)
- 28 Herzynische Etappe (epimetamorphe Schiefer und Kalke) (H)
- 29 Herzynische Granitoide (T<sub>H</sub>)
- 30 Untere Strukturstufe der alpinen Etappe (P<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>)
- 31 Mittlere Strukturstufe der alpinen Etappe (K<sub>2</sub>)
- 32 Diabase kretazischen (?) Alters (B)
- 33 „Innerkarpatischer Flysch“ (K<sub>2</sub>-Pg)

## STRUKTURSYMBOLE

- 34 Aufschiebungen
- 35 Verwerfungen
- 36 Brüche im allgemeinen
- 37 Antiklinale
- 38 Synklinale
- 39 Antiklinalachse
- 40 Tiefbohrung
- 41 Tiefenlinie des Beckenuntergrundes



311. Seiner mehrfachen Faziesgliederung entsprechend reihen sich in dem *unteren Teile der unteren Strukturstufe* der alpinen Etappe ( $P_2-T_1$ ) drei Faziesgebiete aneinander. Sie sind durch die folgenden Schichtfolgen gekennzeichnet, u.zw.:

a) durch die sich aus den bunten, fluviatilen-lakustrischen, oberpermischen Sandsteinen mehr oder minder allmählich entwickelnde, ostalpine Untertrias des Transdanubischen Mittelgebirges und der Gömöriden im Norden, bzw. des Mecsek-Gebirges im Süden;

b) durch die sich aus marinem, dinarisch-westserbischem, kalkigem Oberperm konkordant entwickelnde, überwiegend kalkige Untertrias des Bükk-Gebirges. — Die Bükk-Zone hat einen Übergang zu den Süd-Gömöriden, wo neuerdings die Anwesenheit eines seichtmarinen Oberperms mit mehr oder minderer Wahrscheinlichkeit nachgewiesen wurde. Daneben hat diese Zone ihre wahrscheinliche Fortsetzung nach SW im mittleren Transdanubien, also zwischen dem Transdanubischen Mittelgebirge und dem Mecsek.

312. Der *mittlere Teil der unteren Strukturstufe* ist im allgemeinen in ganz Ungarn durch verschiedene kalkig-dolomitische Ausbildungen der alpinen Mittel- und Obertrias ( $T_{2-3}$ ) vertreten. Neben Karbonaten treten hier und da Tonschiefer auf (Bükk, Rudabányaer Gebirge, Mecsek). Die Spuren eines mehr oder minder basischen, submarinen Vulkanismus sind in dem Bükkgebirge am stärksten, in den Süd-Gömöriden und am Balaton-Gebiet aber wesentlich schwächer; sie fehlen im Mecsek-Gebirge vollkommen. Von der allgemeinen karbonatischen Entwicklung weicht das Mecsek-Gebirge auch dadurch ab, daß seine Obertrias in Form eines mächtigen lagunären Sandstein-Komplexes ausgebildet ist.

313. Der *obere Teil der unteren Strukturstufe* ( $J-K_1$ ) zeichnet sich durch seine Faziesbuntheit aus.

In einzelnen Teilen des Transdanubischen Mittelgebirges sind Spuren der Sedimentationsunterbrechung nicht nur zwischen Obertrias und Unterjura, sondern auch zwischen Jura und Kreide und während der Barrème-Stufe bekannt. An anderen Stellen aber liegt eine ununterbrochene Sedimentation vor. Daneben weicht die Ausbildung der Unterkreide in dem nördlichsten Teil des Mittelgebirges (Gerecse) durch ihre Tonmergel- und Sandsteinfazies vom Typ der Hauptteile des Mittelgebirges (Bakony, Vértes) stark ab, und sie nähert sich mehr jenem der Kleinen Karpaten.

Wegen nachträglicher Abtragung scheint die Jura-Unterkreideserie im ganzen Nordungarn zu fehlen.

Demgegenüber liegt im Mecsek-Gebirge eine mächtige Juraserie vor, deren unterer Teil, Grestener Fazies, sich aus den liegenden Obertrias-Sandsteinen allmählich entwickelt, und nach oben in eine Fleckenmergelfazies übergeht. Nur von dem oberen Dogger an gleichen sich Faziesunterschiede zwischen dem Mecsek und dem Mittelgebirge aus. Sonst ist die Unterkreide

des Mecsek-Gebirges durch einen alkali-basischen Vulkanismus gekennzeichnet, der aber im Mittelgebirge vollkommen fehlt.

Die — nach einer großer Pause — sich unmittelbar der Mitteltrias auflagernden Bath-Kelloway-Schichten des Villányer Gebirges leiten eine kalkige Oberjura-Unterkreide-Schichtfolge ein, innerhalb deren während des Valendis eine kurze Sedimentationsunterbrechung (mit Bauxitbildung) stattfand.

Das Ende der unteren Strukturstufe der alpinen Etappe ist an verschiedenen Stellen an verschiedene stratigraphische Niveaus gebunden (Bakony—Vértes: Cenoman; Gerecse: Oberbarrême; Mecsek: Albien; Villány: Apt).

Aus dem Untergrund des pannonischen Beckens sind verschiedene Glieder dieser Strukturstufe dank Tiefbohrungen bekannt. Sie können aber vorläufig ohne die Möglichkeit einer Aufteilung in Unterstufen oder nach Fazies, nur einheitlich behandelt werden.

32. Die *mittlere Strukturstufe* der alpinen Etappe ist durch die Gosau-Sedimente des Bakony- und Bükkgebirges, sowie durch die transgredierenden, Globotruncanen-führenden Cenoman-Mergel des Mecsek-Gebirges vertreten.

Sedimente einer seichtmarinen Senon-Transgression sind auch in dem Beckenuntergrund West-Transdanubiens und im Gebiet zwischen Donau und Theiß festgestellt.

Wahrscheinlich an die Oberkreide sind auch die basischen Ergüsse und Durchbrüche gebunden, die im westlichen Bükk-Gebirge, im Bódva-Tal an der Oberfläche und an mehreren Stellen des Beckenuntergrundes durch Bohrungen oder magnetischen Messungen bekannt worden sind.

33. Die *obere Strukturstufe* der alpinen Etappe (Pg—Q) ist dem Wesen nach durch die lockerere Ausfüllung intermontaner Tertiär-Becken vertreten.

Verbreitung und Mächtigkeit der einzelnen tertiären Stufen und der mit ihnen verknüpften subsequenten und finalen Vulkanite wechselt von Beckenteil zu Beckenteil. Ihre Abwechslung ermöglicht aber, die Geschichte der Zerbrechung der älteren Strukturen in Schollen während des Tertiärs rekonstruieren zu können.

Unter den einzelnen Tertiärstufen haben das Paläogen, das Miozän bzw. das Pliozän-Quartär ihre selbständige Paläogeographie. Sie sind also voneinander durch bedeutsame Sedimentationslücken abgesondert. Daneben sind auch weitere Diskordanzen innerhalb des ungarischen Tertiärs bekannt, die manchmal durch das Beleben des Vulkanismus, durch Winkeldiskordanz oder durch stärkere Küstenverschiebungen begleitet waren. So transgrediert z. B. das Torton südlich von Debrecen unmittelbar über den jungproterozoischen Untergrund.

Außer den erwähnten Bildungen hat man im Ostungarn eine O—W streichende *Flyschzone* dank Bohrungen entdeckt. Sie ist durch ihre östliche Fortsetzung in Nord-Rumänien mit dem sog. transkarpatischen Flysch ver-

bunden. Der stratigraphische Umfang der hierher gehörenden, rhythmischen Sedimente umfaßt außer der Oberkreide auch das Paläogen. Von Szolnok und Nagyköros setzt sich diese »Flyschzone« — deren Flyschcharakter jedenfalls noch zu überprüfen ist — wahrscheinlich nach S fort.

## II. Charakter und Alter der tektonischen Bewegungen

In Einklang mit dem oben Gesagten lassen sich die Auswirkungen der folgenden tektonischen Phasen in Ungarn mit mehr oder minder Klarheit erkennen:

Phasen	Ereignisse
Assynthische	Starke Faltungen (ohne weitere Detailierung)
Kaledonische	
Altherzynische	
Jungherzynische	
Sudetische	Faltungen und Überschiebungen
Saalische	Nur Hebungen*
Pfälzische	
Alpidische	
Altkimmerische	
Jungkimmerische	
Subherzynische	Faltungen und Aufschuppungen*
Austrische	
Laramische	Brüche, an Gebirgsrändern mit Überschiebungen
Savische	
Steierische	
Attische	
Rhodanische	

\* Neuerdings wurden von FÜLÖP (1964, 1966) die Sedimentationsunterbrechungen infolge tektonischer Ereignisse und Hebungen an der Jura—Kreide-Wende, zwischen dem Barrème und Apt bzw. im Turon in dem Transdanubischen und Villányer Mittelgebirge mit großer Genauigkeit festgestellt. Dazu möchte KONDA (1964) auch die Hiaten der transdanubischen Juraserie in jedem Falle mit dem Trockenlegen des ehemaligen Meeresuntergrundes verknüpfen.

Hier und dakam es auch in einigen jungen Phasen zu Randüberschiebungen (z. B. die Darnó-Linie an der NW-Seite des Bükk-Gebirges ist postoligozänisch-vorburdigalisch; die Schuppenzonen am Nord- und Südrande des Mecsek-Gebirges sind attisch bzw. rhodanisch). In der tiefländischen Flyschzone kam es sogar zu einer starken postoligozänen Faltung. *Im allgemeinen besteht aber eine Tendenz, infolge welcher die älteren W—O bzw. SW—NO streichenden Faltungs- und Aufschuppungsstrukturen durch jüngere Querbrüche in Schollen zerfielen.*

Die einzelnen Schollen sind während der Tertiärs und Quartärs selbständig bewegt, als Gebirge emporgehoben worden oder als Beckenteile abgesunken. Die letzteren intermontanen Becken werden dann durch lockere Abtragungsprodukte ausgefüllt. Entlang der entstandenen Bruchsysteme kam es zum Aufdringen verschiedener junger Magmenprodukte. Die vulkanischen Hauptzentren fallen aber nicht immer auf das Gebiet des an der Oberfläche sichtbaren »innerkarpatischen vulkanischen Kranzes«. So hat man z.B. in der Umgebung von Nyíregyháza mehr als 1500 m mächtige vulkanische Komplexe unter den pannonischen Sedimenten festgestellt.

Trotzt der jungen Schollenbildung ist der Verlauf einiger älteren markanteren tektonischen Linien zu rekonstruieren. Alle diese haben Aufschiebungscharakter. Doch kann ihre Vergenz (der allgemeinen Lage und dem Alter der angrenzenden Großschollen gemäß) stark abwechseln. Die Bewegungsrichtungen können auch in ein- und demselben Gebirge während der aufeinanderfolgenden tektonischen Phasen gerade entgegengesetzt sein. Die scheinbare tektonische Symmetrie unserer Gebirge ist also das Resultat von Bewegungen verschiedenen Alters.

Ein Teil der Hauptlinien (z. B. die Raab-Linie, die Balatonlinie, die Mecsek-Linie) schließt sich offensichtlich den Leitlinien der Alpen bzw. der Savefalten an. Die Raab-Linie, die Balaton-Linie, die Darnó- und Hernád-Linie sollen sich in der Tschechoslowakei oder in der Sowjetunion fortsetzen. Die die tiefländische Flyschzone abgrenzenden Linien und die in SO-Ungarn angenommenen Linien haben ihre Fortsetzungen in Rumänien und in Jugoslawien.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Entwicklungsgeschichte und das Baumaterial der durch diese Hauptlinien begrenzten großtektonischen Einheiten sehr abwechslungsreich ist.

Abgesehen von den Einzelheiten, die von KŐRÖSSY (1965. p. 35—61) schon publiziert wurden, wollen wir betonen, daß Ungarns tektonischer Baustyl nach unseren bisherigen Erfahrungen viel einfacher als jener der Alpen oder der Karpaten ist. Deckenüberschiebungen alpinen Ausmaßes (mit Ausnahme der östlichsten Schollen der Alpen) scheinen bei uns zu fehlen. (Dieser Umstand kann aber — unter anderen — auch mit den Schwierigkeiten der tektonischen Forschung unter der jungen Sedimentbedeckung zusammenhängen.)

Die Anwesenheit der tiefländischen Flyschzone zeigt, daß die Idee eines *einheitlichen* innerkarpatischen Zwischenmassives sicher fallen muß. Dazu kommt aber, daß den neuesten Feststellungen gemäß die gegenwärtige Krustenmächtigkeit (also die Tiefe der Mohorovičić-Fläche) in Ungarn viel geringer, als das kontinentale Mittel ist.

## LITERATUR

- BALOGH, K.: Die geologischen Bildungen des Bükkgebirges. *Annales Inst. Geol. Publ. Hung.* **48**, 2, 245—719, 1964.
- DANK, V.: A D-Alföld-i neogén medencék mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a D-baranyai és jugoszláv területekkel. — Deep structural patterns of the Neogenic basin portions of the southern Great Plain and their relation to the areas of South Baranya and Yugoslavia. *Földt. Közl.* **95**, 123—139, 1965.
- KÖRÖSSY, L.: Tectonics of the Basin areas of Hungary. *Acta Geol.* **8**, 1—4, 377—394, 1964.
- KÖRÖSSY, L.: Geologischer Bau der ungarischen Becken. *Verh. Geol. B.—A. Sonderh. G.* 36—51, Wien. — *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* **116**, 2, 292—307, 1965.
- STEGENA, L.: The Structure of the Earth Crust in Hungary. *Acta Geol. Hung.* **8**, 413, 1964.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen in Karpatenbeckensystem. — *Acta Geol. Hung.* **10**, 371—397, 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: A pannon medence legújabb mélyszerkezeti vizsgálatának értékelése. — Bewertung der neuesten tieftektonischen Untersuchungen im Pannonischen Becken (Handschrift).
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Magmachemismus, Magmatektonik und Unterströmungen im Karpatenbeckensystem. — *Acta Geol. Hung.* **10**, 3—4, 371, 1966.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—BUBICS, I.—JUHÁSZ, Á.—ORAVECZ, J.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K.: Metamorphose in Ungarn. — *Acta Geol. Hung.* **11**, 1—3, 49, 1967.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—JUHÁSZ, Á.—PANTÓ, G.—SZEPESHÁZY, K.—SZÉKY-FUX, V.: Der sog. ophiolitische Magmatismus in Ungarn. *Acta Geol. Hung.* **11**, 1—3, 71, 1967.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—PANTÓ, GY.—PÓKA, T.—PANTÓ, G.—SZÉKY-FUX, V.—KISS, J.—KUBOVICS, I.: Die Neovulkanite Ungarns. *Acta Geol. Hung.* **11**, 1—3, 161, 1967.
- FÜLÖP, J.: Unterkreide-Bildungen (Berrias-Apt) des Bakony-Gebirges. — *Geol. Hung. Ser. geol.* **13**, 1964.
- FÜLÖP, J.: Les formations crétacées de la Montagne de Villány—*Geol. Hung. Ser. geol.* **15**, 1966.
- KONDA, J.: Examen sédimentologique des formations jurassiques de la Montagne de Bakony. — *Rel. annual. inst. geol. publ. Hung.* 1961, **1**, 217, 1964.
- FÜLÖP, J.: Die kretazeischen Bildungen des Gerecse-Gebirges.—*Geol. Hung. Ser. geol.* **11**, 1958.

## TECTONIC MAP OF HUNGARY ON THE SCALE OF

1 : 1,000,000

By

K. BALOGH and L. KÖRÖSSY

## Abstract

Following the issue of L. Kőrössi's (1964, 1965) subsurface basement map of the Tertiary basins of Hungary, the authors have presented a new outline map of Hungary as a contribution to the series of 1 : 1,000,000 tectonic maps of the Carpatho-Balkan Mountain System being prepared by the member-countries of this Region. The map follows the principles developed by the Editing Committee of the Carpatho-Balkan Map under the guidance of Prof. M. MAHEL'. Its manuscript was prepared with help of the technical staff of the Hungarian Geological Institute, Budapest.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕНГЕРСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ  
В МАСШТАБЕ 1 : 1 000 000

К. БАЛОГ и Л. КЁРЁШИ

Резюме

Вслед за изданием карты фундамента третичных бассейнов Венгрии, составленной Л. Кёрёши (1964, 1965), авторы представляют новую обзорную карту Венгерской Народной Республики, входящую в комплект серии тектонических карт стран Карпато-Балканского горного сооружения, составляемых в масштабе 1 : 1 000 000. В основу составления карты были положены принципы, разработанные редколлегией карты Карпато-Балканской системы под руководством профессора М. Магеля. Рукопись карты была составлена с технической помощью сотрудников Венгерского геологического института в Будапеште.

# DIE TYPEN DER PYRENÄISCHEN BEWEGUNGEN AN DER EOZÄN/OLIGOZÄN-WENDE UND IHRE AUSWIRKUNGEN AUF DIE OLIGOZÄNE SEDIMENTBILDUNG IN EUROPA UND IN DEN NACHBARGEBIETEN

Von

N. MÉSZÁROS und E. DUDICH jr.

UNIV. BABEŞ-BOLYAI, CLUJ, RUMÄNIEN  
UND UNGARISCHE GEOLOGISCHE ANSTALT, BUDAPEST

Die pyrenäischen Bewegungen spielten sich zu Ende des Eozäns, z. T. aber schon während des Unteroligozäns ab, also wesentlich später, als die präpyrenäisch-balkanischen Bewegungen.

Es gibt ausgedehnte Gebiete, in denen zwischen den beiden Phasen eine marine Schichtenfolge des Obereozäns abgelagert wurde.

Die echten pyrenäischen Bewegungen hatten sehr verschiedene Auswirkungen: Faltungen, Bruchtektonik, endgültige Emersion, zeitweilige Emporhebungen und Abtragungen (Diskordanz), partielle Regression (nichtmarine Ablagerungen), Verseichung des Meeres, Faziesänderungen mit brackischen, lagunären und organisches Material enthaltenden Ablagerungen; unteroligozäne Transgression.

Die Veränderungen lassen sich auch an der Zusammensetzung der Fauna und Flora verfolgen.

Die »spätpyrenäischen« Bewegungen dauerten bis zum Anfang des Mitteloligozäns (»helvetische«, »massagetische« Phase).

Die magmatische Tätigkeit, die laramisch, bzw. z. T. präpyrenäisch begonnen hatte, setzte sich fort. Im Gegensatz zum eruptiv- bis subvulkanischen Magmatismus der pyrenäischen Phase überwiegen die intrusiven Gesteine.

Die pyrenäischen Bewegungen gehören dem dritten, einschließenden Entwicklungsstadium des alpinen Geosynklinalsystems an, das mit den präpyrenäischen Bewegungen angefangen hatte und bis zum Anfang des Miozäns dauerte.

Die Verfasser behandeln die pyrenäischen Bewegungserscheinungen in der Reihenfolge der großtektonisch bedingten Sedimentationszonen:

I. die Zone der nördlich des alpin-karpatisch-balkanisch-kaukasischen Geosynklinalzweiges liegenden Plattform,

II. die »äußere« epikontinentale Übergangszone,

III. die Zone des alpinen Geosynklinalzweiges,

IV. die »innere« epikontinentale Übergangszone,

V. äußere epikontinentale Übergangszone südlich vom Atlas,

VI. das Gebiet der nordafrikanischen Plattform.

## Einleitung

In zwei früheren Arbeiten haben die Verfasser die Auswirkung der laramischen bzw. spätlaramischen Bewegungen auf die paleozäne Sedimentbildung [121] und die Bedeutung der präpyrenäisch-balkanischen Bewegungen zu Ende des Mittelozäns [80] behandelt, die von den Verfassern abge sondert und definiert worden waren [120].

Im vorliegenden Aufsatz sollen die verschiedenen Typen und Auswirkungen der eigentlichen pyrenäischen Krustenbewegungen dargestellt werden.

### *Historischer Rückblick*

DOUVILLÉ [77] wies schon 1906 darauf hin, daß im Gebiet der Pyrenäen eben jene die wichtigsten orogenetischen Bewegungen waren, die vom Ende des Miozäns (!) bis zum Unteroligozän anhielten.

HAUG [96] erwähnt sie unter dem Namen »postlutetische Bewegungen«. An beiden Seiten der Pyrenäen (der nördlichen und der südlichen) entstanden als grober Konglomerat-Komplex die Palassou-Schichten. Er umfaßt auch die unteroligozänen Bildungen und besteht aus Geröllen, die aus den Zentral-Pyrenäen stammen, ist somit ein gemeinsames Produkt der präpyrenäischen und echt-pyrenäischen Phasen.

STILLE [138] erwähnt die Spuren der pyrenäischen Phase aus verschiedenen Gebieten Europas. Er betont, daß in den Pyrenäen die im Barton-Lud stattgefundenen Bewegungen die Hauptphase bedeuten. In den Französischen Alpen ereigneten sich die pyrenäischen Bewegungen zwischen dem Obereozän und dem »Ludien«; im Schweizer Jura deutet sie eine Diskordanz zwischen dem Eozän und dem Unteroligozän an. In den Schweizer Alpen kann eine pyrenäische Faltung (zwischen Obereozän und Unteroligozän) nachgewiesen werden.

STILLE erwähnt dieselbe Bewegungen auch aus den Ligurischen Apenninen, zwischen Barton und Unteroligozän, weiterhin aus dem Gebiet der Dinarischen Alpen (aus dem Hohen Karst), aus dem Subherzynischen Becken, aus Nieder-Hessen und endlich aus dem Kaukasus (Gegend Dagestan). In einer späteren Arbeit [139] beschreibt er einige pyrenäische Bewegungsercheinungen aus den Karpaten, allerdings mit einem Fragezeichen. (Besonders in den N-O-Karpaten sind Heraushebungen zu Ende des Eozäns bzw. transgressive Lagerungen des Oligozäns bekannt.)

Nach STILLE soll der zentrale Teil der Pyrenäen infolge der austrischen und iaramischen Faltungen entstanden sein. Er betrachtet die pyrenäische Bewegungsphase als eine einmalige Episode zu Ende des Obereozäns, die in Form einer synorogenen Heraushebung der Zentralzone der Pyrenäen vor sich gegangen ist.

Verfasser unterscheiden scharf zwischen präpyrenäischen und pyrenäischen Bewegungen. Sie haben schon darauf hingewiesen, daß die präpyrenäischen Bewegungen recht verschiedene Auswirkungen hatten, und zwar Faltungen, Bruchtektonik, endgültige bzw. vorübergehende Heraushebungen. Besonders kennzeichnend und beachtenswert sind jene Fälle, in denen nach

der präpyrenäischen Emersion eine obereozäne Meeresüberflutung und darauf wiederum eine nun schon »echt-pyrenäische« Bewegung folgte.

Das Thema soll in der Reihenfolge der großtektonisch bedingten Sedimentationszonen behandelt werden.

## I. Die Zone der nördlich vom alpin-karpatisch-balkanisch-kaukasischen Geosynklinalzweig liegenden Plattform

### a) Westeuropa, Nord- und Ostsee-Gebiet

Im Hampshire-Becken sind die obereozänen Barton-Tone von den Headon-Schichten bedeckt, aus denen Pflanzenreste beschrieben wurden (CHANDLER [72]). Über diesen Schichten lagern die Mammalien-Reste enthaltenden Osborne Beds. Nach POMEROL [129] fand die obereozäne Sedimentierung ihren Abschluß mit der Ablagerung der Bembridge-Schichten; darauf folgen die Hamstead Beds. Es ist bemerkenswert, daß nach KRUTZSCH und LOTSCH [108] eine Unterbrechung der Sedimentation zwischen den Upper

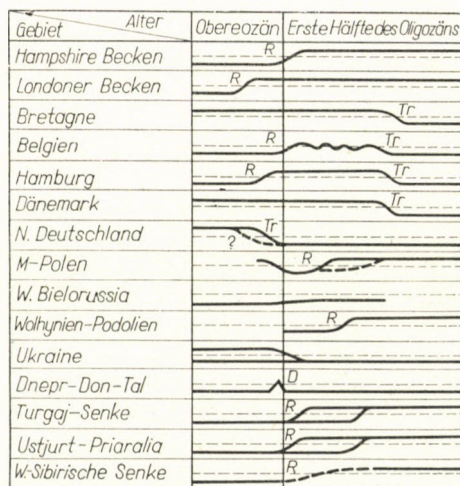


Abb. 1. Die Zone der nördlich vom alpin-karpatisch-balkanisch-kaukasischen Geosynklinalzweig liegenden Plattform

----- Meeresspiegel, Tr Transgression, D Diskordanz, R Regression

Bembridge Beds und den Lower Hamstead Beds besteht. Nach der Ablagerung der Hamstead-Schichten wurde die Gegend endgültig herausgehoben.

Im Londoner Becken fehlt das gesamte Oligozän und auch das Ludien über den marinen Bagshot Beds (BRINKMANN [69]). Auf der Insel Wight bildeten sich im »unteren Stampien« Brackwasser-Schichten aus (»Corbula Beds« usw. von unten nach oben: Lower Hamstead, Cerithium-, Corbula- und Lentidium-, Cyrena convexa-, Ostrea longirostris-Schichten). Sie lassen sich mit den grünen Romainville-Tonen, mit dem Sannois-Kalkstein und dem

unteren Ostreen-Mergel des Pariser Beckens korrelieren (CAVELIER [71]).

Nach REY [132] korrelieren die Gipse von Montmartre mit den unteren Bembridge-Schichten, und die im Becken von Paris bekannten grünen, Cyrena und Potamides führenden Mergel und Sannois-Kalksteine sollen der mittleren Gruppe der Hamstead-Schichten entsprechen.

In der Bretagne, die während des früheren Eozäns von einer Bucht des Atlantischen Ozeans bedeckt war, fehlen die obereozänen und oligozänen Bildungen, oder sie sind in limnischer Fazies ausgebildet. Im Stampien wurde das Gebiet von neuem überflutet (GIGNOUX [88]).

In Belgien sind die Assche-Tone von den Sanden von Grimmeringen und Neerrepn transgressiv überlagert. Die letzteren seien nach POMEROL [129] untertongrischen Alters und in die Barton-Stufe einzuordnen. Die Faziesänderung ist unverkennbar, denn es folgen die brackischen Henis-Sande und Tone. Dann kam es zu einer Heraushebung; die rupelischen Berg-Schichten lagern nach einem gewissen Hiatus (DROOGER [78]) diskordant. KRUTZSCH und LOTSCH sprechen sogar von mehrmaligen Aushebungen.

In Dänemark entstanden im Obereozän und Unteroligozän manchenorts limnische Ablagerungen. Über diesen folgen Septarien-Mergel (PAPP [127]).

In Norddeutschland hängt die Beurteilung der paläogeographischen Situation an der Eozän-Oligozän-Wende von der Stellungnahme zur Lattorfien-Frage ab. KRUTZSCH und LOTSCH behaupten, daß die lattorfer Schichten der Typus-Lokalität dieser Stufe eine küstennahe, glaukonitisch-sandige Fazies des Obereozäns darstellen. In diesem Fall darf man die wichtigen Krustenbewegungen, die die Überflutung Norddeutschlands verursachten und eine direkte Verbindung zwischen dem borealen und dem mediterranen Meer herstellten, nicht der pyrenäischen zuschreiben, sondern muß sie noch (bzw. schon) der präpyrenäischen Phase anordnen.

HINSCH [98] hielt es für unmöglich, die lattorfer Schichten des Gifhorner Troges in das Obereozän zu stellen.

In der Umgebung von Hamburg sowie im südlichen Brandenburg trat eine Regression ein, und das Meer kehrte erst im Mitteloligozän zurück (KRUTZSCH, LOTSCH [108]). Ähnliches wurde auch aus der Gegend von Halle beschrieben.

In Polen ist das Unteroligozän durch eine ausgedehnte Transgression gekennzeichnet (WOŻNY [145]). Es gibt Gebiete im NW-Polen, in denen in gewissen Schichtenkomplexen unter dem Mitteloligozän auch das Unteroligozän enthalten ist (WOLANSKA [144] 1962). NW von Warschau fand nach dem Lattorfien eine Heraushebung statt (BLASZKIEWICZ [65]).

### b) Die Russische Tafel

In Litauen ist das genaue Alter der — über dem Foraminiferen-führenden Obereozän lagernden — schwarzen Tone noch unklar (WENOSHINSKENE, [11] 1959). In W-Bielorussia ist die Charkow-Serie in mancher Hinsicht der obereozänen Kiew-Serie ähnlich, sie weist aber eine geringere horizontale Verbreitung auf und enthielt Pflanzenreste (MANIKIN [37]). Es gibt Profile, in denen sich ein allmählicher Übergang feststellen läßt, der jedoch mit einer Änderung der mineralogischen Zusammensetzung der Sande verbunden ist.

In Wolhynien-Podolien ist das Unteroligozän unmittelbar von tortonischen Sedimenten überlagert (KUDRIN [31]).

In der Ukraine handelt es sich wieder um die Charkow-Schichten. (SOLOWIZKIJ [48]) äußert die Meinung, daß diese noch der obereozänen Kiew-Serie angehören. Dagegen läßt sich einwenden, daß im Dnjepr-Donetz-Becken die »Charkow-Stufe« diskordant das Eozän überlagert (WIDOMENKO [12]) und daß südlich vom ukrainischen kristallinen Massiv die Charkow-Schichten überall transgressiv lagern (NOSSOWSKIJ [45]), sogar direkt über dem Proterozoikum (in der Umgebung von Krivoj Rog). Im mittleren Dnjepr-Tal überlagern die unter- und mitteloligozänen, Mollusken-führenden Sandsteine mit einer gut ausgeprägten Erosionsdiskordanz die Kiew-Serie. Auch KRUTZSCH und LOTSCH erwähnen eine Unterbrechung der Sedimentation in der Umgebung von Dnjepropetrowsk zwischen den tonigen und glaukonitischen Tönen der Mandrikowka- und der Charkow-Serie.

Die Wolga entlang ist das Obereozän durch die Kiew-Serie vertreten (BRASHNIKOW [7]; KOROBKOW [106]). An der Basis des unteren bzw. mittleren Oligozäns befinden sich schwarze, Globigerinen-führende Tone.

### c) Turgaj-Senke, Sibirien

Im Turgaj-Gebiet ist die obereozäne Untertschegan-Serie von den kontinentalen Sedimenten der Turgaj-Serie bedeckt (OWETSCHKIN [47]). In der Ustjurt- und Priaralia-Region ist die Tschegan-Serie von den marinen Aschtschearisk-Schichten, anderorts von der kontinentalen Turgaj-Serie überlagert (WJALOW [14]).

In der Westsibirischen Senke treten von der Eozän/Oligozän-Grenze an wesentliche Veränderungen ein, und zwar eine graduelle Heraushebung der Ostküste des Meeres mit einem Übergang in terrestrische Sedimente (GUGARI [22]). Im Unteroligozän kam es zum Ende des marinen Milieus (SALZMAN [25]). Den Ablagerungen der Tschegan-Serie folgen kontinentale tonige Sandsteine (NIKOLAJEWA [44]).

Weiter nach Osten, im Priobi-Gebiet (Soswer Becken) sind die unteroligozänen marinen Tschegan-Schichten von den Sedimenten der terrestrischen Nekrasowsk-Serie überlagert (DOBRUZKAJA [24]).

### Zusammenfassung

Die Bewegungen setzten schon im späteren Obereozän ein (kontinentale Ablagerungen bzw. Aufhören der Sedimentation überhaupt): Londoner Becken, Bretagne, Dänemark, Dnjepr-Donetz Gebiet.

In anderen Gebieten gingen die Veränderungen zu Beginn des Unteroligozäns vor sich (Heraushebung, Fazieswechsel): Hampshire Becken, Belgien.

Es gibt auch Gebiete, in denen die Emersion erst *nach* dem Unteroligozän (also »spätpyrenäisch« bzw. »helvetisch«) eintrat, dann aber recht kräftig und langfristig: Polen, Wolhynien-Podolien, Turgaj, Ustjurt, Priaralia, W-Sibirische Senke, Priobi-Gebiet.

In N-Deutschland, Polen und in der Ukraine scheint eine breite unteroligozäne Transgression charakteristisch zu sein. Anderswo trat die Transgression später ein (Bretagne, Belgien, Dänemark usw.).

## II. Die »äußere« epikontinentale Übergangszone

### a) Aquitanisches Becken, Pariser Becken

Im westlichen Teil des Aquitanischen Beckens (Gegend von Bordeaux) bildeten sich im obersten Eozän (Ludien und Wemmelen) nach VIGNEAUX [142], Mergel mit *Sismondia* sp. und Tone mit *Ostrea bensonensis* aus. Darauf folgte die regressive Etappe des Sannoisien (Mergel mit *Anomyen* und mit *Ostrea medulensis*, darüber die limnischen Mergel und Kalksteine von Castillon). Das Rupelien bringt eine neue Transgression.

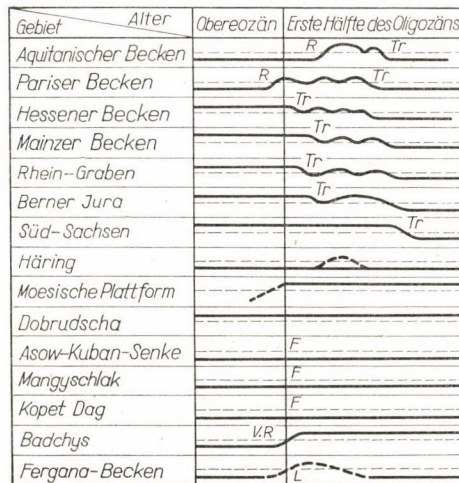


Abb. 2. Die »äußere« epikontinentale Übergangszone  
 --- Meeresspiegel R Regression, Tr Transgression, L Lücke

Im östlichen Teil des Aquitanischen Beckens bildeten sich im Ludien die Kalksteine von D'Issigeac; dann folgt eine Regression und die Ablagerung der Fronsadais-Molasse. Das Rupelien ist auch hier transgressiv.

Zwischen Grésigne und Montagne Noire finden sich im Ludien die Blau-Molasse und die Mas-Kalke, im Sannoisien die Puylaurens-Molasse und die d'Albioder Lautrec-Kalke. Über diesen lagert das Stampien.

BOULANGER [67] weist darauf hin, daß im aquitanischen Becken, östlich von Biarritz, zwischen dem Eozän und Oligozän eine stratigraphische Lücke festzustellen ist. Nach VIGNEAUX [142] besteht ein sehr ausgeprägter Unterschied zwischen dem Sannoisien und dessen Liegendschichten in Bezug auf die Fauna sowie auf den lithologischen Zustand.

Im Pariser Becken überlagern die Gipse vom Montmartre die Pholadomya ludensis führenden Mergel und die Champigny-Kalksteine. Diese Gipse werden von den meisten Forschern noch zum obersten Eozän gerechnet (FEUILLÉ [85]), doch sind LAPPARENT [111] DOLLFUS und DENIZOT [75] der Meinung, daß sie schon dem Unteroligozän angehören. Über ihnen liegt eine Serie von Brackwasser- bzw. Süßwasser- und sogar terrestrischen Ablagerungen: »blaue Mergel«, weiße Pantin-Mergel mit Lymnaeen, cyrenaführende Mergel, Mergel mit Cardiopsis incrassatus und die kontinentalen Brie-Schichten, die Lymnaeen und Planorbis-Arten enthalten (BRICON [68]).

In der Gegend von Cormeilles, Argenteuil und Sannois selbst beginnt die Schichtenfolge des Sannoisien mit den lagunären, brackisch-limnischen, grünfarbigen Romainville-Tonen; über diesen folgen die wieder lagunären d'Orgemont-Schichten und endlich die z. T. schon litoral-marinen Sannois-Kalke. Das Stampien fängt wieder mit brackischen Ostreen-Mergeln an und bleibt ständig stark oszillativ (CAVELIER [71]).

Zu bemerken ist hierzu, daß POMEROL [129, 130] im Obereozän (Bartonein) drei Horizonte unterscheidet: Auversien, Marinesien und Ludien. Der letztere soll dem Lattorfien entsprechen. Überlagert sind die Cyrenen-Mergel, die grünen Mergel und die Kalksteine des Sannoisien. D'ALBISSIN [90] beschreibt, daß in der Umgebung von Île de France die Cyrenen-Mergel transgressiv lagern. Im Zentrum der Lagune entstanden Gipse.

*b) Die Region der herzynisch-variszischen Massive,  
der Nordrand der Alpen, der Karpaten und des Balkans*

Das Gebiet der paläozoischen Massive war im Eozän Festland. Infolge der zergliedernd wirkenden pyrenäischen Bewegungen bildete sich aber eine ganze Reihe langer und verhältnismäßig schmaler Einsenkungen. In diesen wurden mächtige Schichtenfolgen abgelagert.

In der Hessischen Senke gibt es kein marines Eozän. Zum Teil über kontinentales Eozän, z. T. über ältere Formationen transgredieren die Mela-

nien führenden Tone des Sannoisien. Auf diese folgen die Rupeltone (WEILER [143], GRAMANN [91]).

In der Umgebung von Kassel liegen die braunkohlenführenden Tone über Trias. Im Hangenden findet man Sande und darüber die Rupel-Tone (BROSIUS [70]).

Im Mainzer Becken vertreten die von N transgredierenden »mittleren Pechelbronn-Schichten« das Unteroligozän (Tonmergel mit Hydrobia-, Cyrena- und Mytilus-Arten). Die oberen Pechelbronn-Schichten fehlen; die Rupel-Tone lagern also mit einem Hiatus (DOREL [76]).

Im Rhein-Graben überlagert das Unteroligozän z. T. diskordant das mesozoische Grundgebirge. An der Basis treten limnische, Lymnaeen und Melanien führende Ablagerungen auf; hier läßt sich allmählicher Übergang zu marinen Schichten erkennen (PAPP [127], HAUBER [95]).

Bei Pechelbronn selbst, im Bassin Potassique und im Gebiet des Mulhouse Horstes (SITTLER [135]) besteht bereits das Obereozän aus z. T. limnischen, z. T. lagunären Sedimenten, mit Anhydrit und Gips. Ähnliche Fazies sind auch im Sannoisien zu finden, u. zw. »couche rouge« an der Basis und darüber die »couches de Pechelbronn«. Das Rupelien ist im Gegensatz dazu schon marin; es ist aus Foraminiferen führenden Schichten mit Resten von Amphisile und Meletta zusammengesetzt (SITTLER, *ibid.*).

GILLET [89] weist darauf hin, daß die an der Eozän/Oligozän-Grenze abgelagerten bituminösen Mergel und salzführenden Schichten das Vordringen des Meeres aus der Richtung Basel-Mulhouse bis nach Straßbourg andeuten. Gleichzeitig bildete sich die »salifère inférieure« Série.

Auch im Schweizer Jura ist das epikontinentale Paläogen bekannt. Die Ablagerungen der großen rupelischen Transgression lassen sich den nördlichen Alpenrand entlang verfolgen (»untere Meeresmolasse«; SCHAUB [133]).

Im Berner-Jura-Gebiet besteht das Unteroligozän aus Konglomeraten, Süßwasserkalktuffen und aus Festlandschneckenreste enthaltenden Kalksteinen. Die Transgression erreichte dieses Gebiet im Rupelien, wobei litorale Sedimente abgelagert wurden (SCHNEIDER [134]).

In der Gegend Süd-Baden liegen ludische Süßwassermergel mit Lymnaeen über Trias. Über den Mergeln lagern unteroligozäne, Gips, Anhydrit und Steinsalz führende Schichten. Darauf folgen schon marine Ablagerungen mit Foraminiferen und Fischresten. (MANGER [114]).

In Südsachsen fehlt das Unteroligozän. An der Basis des diskordant transgredierenden Mitteloligozäns befinden sich Sandsteine; über diesen lagern die Septarientone (HINTSCH, [97], 1961).

In Südbayern bestehen das Unter- und das Mitteloligozän aus Fischschiefern und oberrupelischen Mergeln (HAGN [94]).

In der Umgebung von Salzburg ist das Lattorfien durch Lithothamnienkalk und Tonschiefer vertreten. Es gehört zur westösterreichischen Molasse-Zone (ABERER [58]).

Nach einigen Forschern setzte die Ablagerung der Zementmergel in der Gegend von Häring zu Ende des Eozäns ein und dauerte bis zum Mittelozän. BRINKMANN [69] beschreibt eine Diskordanz zwischen dem Zementmergel und den über diesem lagernden Angerberger Schichten im unteren Inn-Tal.

SW vom Karpatenbogen ist das Eozän auf der Moesischen Plattform und weiter nach SW im Lom-Tal vorhanden. Das Oligozän scheint aber zu fehlen (GRIGORAŞ [92]).

Die Dobrudscha blieb nach der präpyrenäischen Emporhebung im Obereozän und im Unteroligozän Festland.

SW von Warna, im Kamtschija-Tal ist in den basalen unteroligozänen Schichten eine Anreicherung von Mn charakteristisch. Die Mn-Erze bei Ignatjewo wurden sogar abgebaut. Auf sie folgen glaukonitische Sandsteine, braune Tone und wieder Sandsteine, schließlich Gipse (BELMUSTAKOW [5]).

### *c) Die Gebiete nördlich der Krim und des Kaukasus; Mittelasien*

Im Gebiet der Asow-Kuban-Senke ist das Obereozän durch den marinen Beloglinsker Horizont vertreten. Mit dem Unteroligozän beginnt ein neuer Sedimentationszyklus: es folgen die Hadum-Schichten als unteres Glied der Majkop-Serie (NIKITINA [43]).

Im der Umgebung von Wolgograd überlagert die Majkop-Serie die obereozänen Kiew-Schichten. Sie bestehen aus dunkelgrauen Tönen; an der Basis befindet sich ein Phosphorit-führender Horizont; dieser fehlt in Profilen, in denen die Kiew-Schichten nur teilweise ausgebildet sind (BRASHNIKOW [7]).

In Mangyschlak entsprechen die braunen Tone der »Rybnaja« (fisch-führenden) Serie dem Kumsker Horizont des Kaukasus, die Adajewsker Serie dagegen dessen Beloglinsker Schichten. Die Majkop-Schichten vertreten das Oligozän (braune Tone, Sandsteine und sandige Mergel) mit Foraminiferen Hadumer Typs (GLADKOW [19]). Im südlichen Teile des Gebietes bilden die sog. Nerlinsk- oder Tschjakirgans-Schichten das untere Glied des Oligozäns.

In der Gegend der Kara Bugas-Bucht entstanden zu Ende des Eozäns Bolivina-führende Ablagerungen.

Im Gebiet des zentralen Kopet Dag besteht der oberste Teil des Eozäns aus Tönen (mit gelben Dolomit-Zwischenlagerungen) der Torimbeursk-Serie, die sich mit den unteren Tschegagan-Schichten parallelisieren lassen. Es gibt Autoren, die diese Serie teilweise schon zum Oligozän stellen. Im westlichen Teil des Kopet Dag vertritt die Majkop-Serie das Oligozän (KOROBKOW [106], DIMITRIJEW [23]).

Im Badchys-Gebiet entstand zu Ende des Eozäns eine effusive vulkanogene Serie, die die Gegend emporhob. Demzufolge fehlt das Unter- und das Mitteloligozän.

In N-Turkmenien scheint der Eozän/Oligozän-Übergang unklar zu sein (BALACHMATOWA [4]). In W-Turkmenien findet sich an der Basis des Oligozäns der obere Teil der Torimbeursk-Serie. Früher wurde der höhere Teil dieser Serie für einen Übergang von den grünen Mergeln zum Unteren Majkop gehalten (WJALOW [14]). In SO Turkmenien überlagert das Oligozän diskordant eozäne Ablagerungen verschiedenen Alters (AJSBERG [1]).

In Mittelasien werden die Turkestaner, Rishtansker, Isfarinsker und Hanabader Serien im allgemeinen ins Obereozän gestellt (KOROBKOW [106]).

Aus dem NW Teile des Fergana-Beckens wurde eine bedeutende stratigraphische Lücke zwischen dem Eozän und den sog. Sumsarsk-Schichten beschrieben. Über diesen lagert die kontinentale Majlissajsk- oder Massaget-Serie mittel- bis oberoligozänen Alters. Dieser Hiatus wird als Auswirkung der Krustenbewegungen während der sog. »Massagetischen Phase« betrachtet (GRAMM [20]). An der südwestlichen Verlängerung des Hissar entlang besteht der unterste Teil des Oligozäns aus rotbunten Ablagerungen. Die bedeutendste Hebung ging im Oligozän vor sich, sie verursachte den endgültigen Rückzug des Meeres (NADYRSCHIN [41]).

### *Zusammenfassung*

Es gibt Gebiete, in denen sich — unter Bewahrung mariner Verhältnisse — eine ununterbrochene Fortsetzung der Sedimentation vom Eozän ins Oligozän feststellen läßt.

Häufiger sind aber Faziesänderungen im Sinne der Regression: lagunäre, Brackwasser- und sogar limnische Ablagerungen (Aquitantisches und Pariser Becken).

Es wurden auch Emersionen und stratigraphische Lücken an der Eozän/Oligozän-Wende beobachtet (östlich von Biarritz, O-Turkmenien, Fergana-Becken). In der Badchys-Gegend erwies sich diese Emporhebung als endgültig.

In der Region der herzynisch-variszischen Massive traten zergliedernde Senkungen und in ihrem Gefolge eine Transgression ein. Diese entspricht der früholigozänen Transgression in N-Deutschland und Polen.

## III. Die Zone des alpinen Geosynklinalzweiges

### *a) Nordafrika*

Aus der Literatur über den alpinen Teil Nordafrikas seien hier nur beispielsweise einige Angaben erwähnt.

Im nördlichen Teil von Marokko bestehen das Eozän und das Oligozän aus Flysch und flyschähnlichen Sedimenten (GIGNOUX [88]). In der Küsten-

kette von Alger und Tunis reichen die flyschoiden Ablagerungen bis ins Unteroligozän. Im Rif-Gebiet folgt auf die rotbraunen Flysch-Gesteine des Obereozäns oligozäner Flysch-Mergel (PAPP [127]; DURAND-DELGA [84]).

In der südlichen Tell-Senke konnte eine starke präpyrenäische Faltung und Emporhebung festgestellt werden. Darauf folgte eine neue Transgression, die den größten Teil Tunesiens (das Tell- und auch das Küstengebiet) überflutete. Diese Transgression breitete sich zu Anfang des Oligozäns noch aus. Die letzten Faltungen entstanden nach dem Stampien.

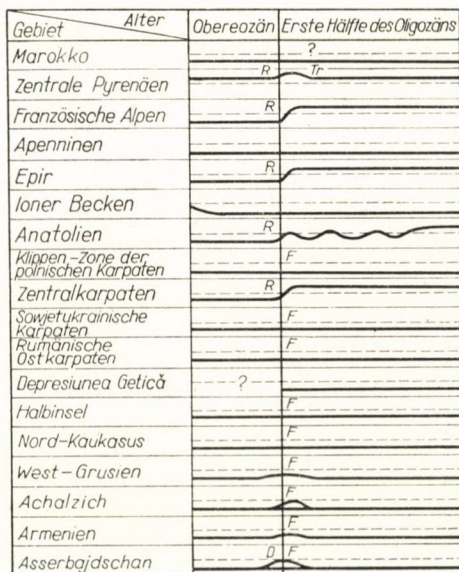


Abb. 3. Die Zone des alpinen Geosynklinalzweiges

----- Meeresspiegel, D Diskordanz, R Regression, Tr Transgression, F Fazieswechsel

Auch in Algerien kam es nach den präpyrenäischen Bewegungen zu einer obereozänen Transgression, weshalb die Lagerung der obereozänen Sedimente diskordant ist (DURAND-DELGA [84]).

In der Zone der Kabyl-Geosynklinale lagert das detritische Oligozän transgressiv. Im Tell-Trog (Sillon Tell) und in der Unterkabyl-Zone (Zone Souskabyle) liegt die oligozäne numidische Formation allochton über dem Eozän. Diese Flysch-Zone läßt sich von Marokko durch ganz Andalusien bis nach Sizilien verfolgen.

### b) Die Alpen

Die Zone der oligozänen Sedimentation zeigt einen charakteristischen Unterschied im Vergleich zu derjenigen des obereozänen Meeres. Das marine

Oligozän bildet einen schmalen Streif des Randes der obereozänen Ablagerungen entlang. In den inneren Gebieten der alpinen Geosynklinalzone fehlt das Oligozän. Diese Tatsache kann nicht ausschließlich durch Abtragungen erklärt werden.

Nach Westen, in Richtung des Massif Central, hatte das Oligozän-Meer Brackwassercharakter, es bildeten sich Cyrenen-Schichten. Die Tatsache, daß sich das paläogeographische Bild der Alpen wesentlich veränderte, und daß die Kalke von klastischen Sedimenten abgelöst wurden, weist darauf hin, daß sich im Leben der Geosynklinalzone wesentliche Veränderungen abgespielt hatten.

Es ist wahrscheinlich, daß die Deformation und Emersion der Penninischen Decke während des Oligozäns zustande kam; entsprechend trat das Meer in die präalpine Senke zurück.

In der äußeren Zone der Westalpen, wo das Eozän kontinentalen Charakter trägt, besteht das Oligozän aus lagunären, brackwasserigen Ablagerungen. Diese Ausbildung läßt sich vom Rhône-Becken durch die Provence bis zur Schweizer Ebene verfolgen. Nur am Rande der Berner Alpen kommt sie in Form eines Komplexes grober Konglomerate vor.

In der südlichen subalpinen Zone beschließen die priabonische Serie grobe Sandsteine, die schon z. T. als dem Oligozän angehörig angesehen werden.

Im Flysch der inneralpinen Zone soll manchenorts auch das Oligozän vertreten sein.

Aus den Nord- und Ostalpen ist faunenführendes Oligozän nur aus vereinzelten Fundorten bekannt.

In der Region der Französischen Alpen scheint das Ende des Eozäns mit dem Schluß der alpinen Geosynklinalzone übereinzustimmen. Der Übergang des marinen Eozäns in die mächtigen Serien grober Sandsteine deutet auf die Ausfüllung des Sedimentationsraumes hin. Im Gebiet der Morcles-Decke konnte eine Aushebung nach der Ablagerung der priabonischen Fischechiefer festgestellt werden. Ganz ähnlich liegen die Dinge im Gebiet der Wildhorn-Decke nach der Ausbildung der obereozänen Globigerinenschiefer (PAPP [127]).

### *c) Die Apenninen, Dinariden und Kleinasien*

In Ligurien lagert das Oligozän transgressiv und diskordant über dem Eozänflysch.

In den N- und Mittel-Apenninen geht der Eozänflysch in Lepidocyclina führende Oligozänschichten über (in Umbria und das Tyrrhenische Meer entlang).

In Dalmatien, im Ausbildungsgebiet der Promina-Schichten fehlt das Oligozän, in Bosnien und der Herzegowina ist es hingegen in der Flysch-Schichtenreihe enthalten.

In Albanien besitzt das Obereozän Flysch-Charakter.

Im Epirus beginnt die Ausbildung des Flysches im Auversien und setzt sich im Priabonien fort. Zu Ende des Eozäns schließt sich das Flysch-Becken des Epirus infolge der Heraushebung und Ausbreitung des Pelagonischen Antiklinoriums. Ein neues Geosynkinalbecken bildet sich weiter nach W, in der Nähe der adriatischen Küste von Griechenland aus. In diesem Ioner-Becken wurde obereozäner Flysch abgelagert (AUBOUIN [63]).

Eine ähnliche Entwicklung weist auch die Senke von Küstendil in SW-Bulgarien auf.

In Anatolien lagern regressive Ablagerungen über dem Eozänflysch. Sie bestehen aus Lepidocyclinen führenden Mergeln und Kalksteinen, Gipsen und aus darauffolgenden Ligniten (PAPP [127]). Nach LAHN [110] begann die Bildung der gipsführenden Formation bereits im Obereozän und dauerte bis zum Miozän. Im Taurus bedeuten die pyrenäischen Bewegungen sogar eine Hauptfaltungsphase.

#### d) Die Karpaten

In den Karpaten brachte die Eozän/Oligozän-Wende keine so bedeutenden Veränderungen wie in den Alpen. Das Vorhandensein des oligozänen Flysches deutet auf die allmähliche Hebungstendenz der Zentralkette der Karpaten hin.

Im schlesischen und subschlesischen Gebiet setzte die Bildung der Menilit-Schichten schon im Obereozän, u. zw. auch im Ausbildungsgebiet der Krosno-Schichten ein (KOSZARSKI—ZYTKO [107]). In der Umgebung von Pielgrzyski ist der untere Teil der Magura-Schichten noch obereozänen Alters, während sich der obere Teil der Maguraschichten schon im Unteroligozän abgelagert werden soll.

Im Gebiet der Klippenzone der polnischen Karpaten besteht das Obereozän aus rhythmisch ausgebildeten Flysch-Ablagerungen (KULTSCHIZKIJ u. a. [109]).

BUDAY, MAHEL u. a. [9] nehmen an, daß die Zentralkarpaten und die Magura-Flysch-Zone zu Ende des Eozäns herausgehoben wurden. Gleichzeitig damit ging weiter südöstlich, in der Südslowakei und in Nordungarn eine Senkung und demzufolge eine oligozäne Transgression vor sich.

In den sowjetukrainischen Karpaten ist der obere Teil des Eozäns durch die Sandsteine, Argilite und mergeligen Zwischenlagerungen der Bistrizki-Serie vertreten. Über diesen lagert das Unteroligozän, an dessen Basis ein hornsteinführender Horizont ausgebildet ist. Darauf folgt die untere Menilit-Serie (TSCHERNJAK [56]). Auch nach WJALOW [141] beginnt das Oligozän mit der Menilit-Serie. Im Gegensatz zu der Auffassung der sowjetischen Geologen rechnen die tschechoslowakischen und polnischen Geologen die (untere) Menilit-Serie noch zum Obereozän (KULTSCHIZKIJ [32]).

In den rumänischen Ostkarpaten ist die Eozän-Oligozän-Grenze ebenfalls noch umstritten. Das oligozäne Alter des Fusaru-Sandsteins von Gura-Crasnei ist faunistisch bewiesen. Das sollte bedeuten, daß die Eozän-Oligozän-Grenze höher zu ziehen ist, und daß sie den unteren Teil der Krosno-Schichten und einen Teil der Pucioasa-Schichten einschließt (MURGEANU u. a. [123]).

In Maramureş finden sich an der Basis des Oligozäns Tone mit Kalkstein- und Mergel-Zwischenlagerungen. Auf diese folgt der Borsauer Sandstein (ATANASIU [61], [62]).

In der Zentraleinheit (Unitatea Centrală) der Ostkarpaten, im Viscul-Tal ist im Unteroligozän eine Schiefer-Serie ausgebildet. Manchenorts reicht das Oligozän weit über das Eozän auf das Kristallinum transgredierend, hinaus. Weiter nach S, im Tohaner Becken ist das Obereozän vom oberen Mediterran überlagert.

In der inneren östlichen Einheit ist das Oligozän bloß im SW-Teil vertreten, mit Disodil-Schiefen an der Basis (BĂNCILA [64]). In der mittleren Randzone in der Valea Bistriței-Gegend wurden zu Ende des Eozäns die Nummuliten führenden Konglomerate der Fusaru-Schichten abgelagert. Über diesen liegen oligozäne, braunfarbige Kalkmergel, die sich mit dem Lucacești-Sandstein korrelieren lassen, den GRIGORAŞ [92] für Unteroligozän hielt.

In der äußeren Flysch-Zone finden sich im oberen Teile des Eozäns die Bisericani-Schichten. Über ihnen lagert der Lucacești-Sandstein (BĂNCILA [64]). IONEȘI [100] weist auf den engen genetischen Zusammenhang dieser beiden Bildungen hin und schreibt beiden obereozänes Alter zu. Er stellt die unteren Menilitischen schon in das Unteroligozän.

In den Südkarpaten, im Becken von Titești-Brezo, überlagern die oligozänen bituminösen Schiefer mit einer stratigraphischen Lücke die Konglomerate, Sandsteine und Mergel des Mitteleozäns (CODARCEA [73]).

Im Oligozän wird die Auffüllung der Flysch-Geosynklinalen ausgeprägter. Sie wandelt sich zu einem seichten, geschlossenen Meer mit günstigen Verhältnissen für die Ablagerung von organischen Schlammern um, aus denen die Menilit- und Disodil-Schiefer bzw. die bituminösen Mergel entstanden (ONCESCU [125]).

GRIGORAŞ [92] weist darauf hin, daß die pyrenäischen Bewegungen die begonnene Senkung verhinderten. (Während dieser Senkungsperiode wurden die molasseartigen Ablagerungen der Tarcau-Sandsteine abgelagert.) Es kamen lagunäre Verhältnisse zustande. (Die roten Sedimente der Plopu-Schichten und die bitumen-haltigen Bildungen des »Wildes«.)

Im nördlichen Teil der Depresiunea Getică, der sich eng an die Südkarpaten anschließt, zwischen Otasău und dem Olt-Fluß, sind die eozänen Konglomerate von oligozänen Pucioasa-Mergeln, Disodil-Schiefen, Konglomeraten und Sandsteinen überlagert.

e) *Krim—Kaukasus—Transkaukasus*

Auf der Halbinsel Krim werden im Obereozän die Kerestinsker, Kumsker und Beloglinsker Horizonte unterschieden. Der letztere enthält die Variamussium-fallax-Zone (KOROBKOW [106]). In der westlichen Region sind im Unteroligozän Muschelsande vorhanden. In der Umgebung von Bachtschiseraj werden die hellgrauen Tone des Obereozäns jäh von dunkelbraunen Tönen abgelöst, die sich mit dem unteroligozänen Hadumer Horizont parallelisieren lassen (MURATOW und NEMKOW [39]).

Im Kaukasus läßt sich ähnlich wie auf der Krim im Obereozän der Beloglinsker Horizont erkennen, mit den Spondylus buchi- und Variamussium-fallax-Zonen (KOROBKOW [106]). Im Vorkaukasus finden sich die Planorbella enthaltenden Schichten im allgemeinen an der Basis des Oligozäns der Hadumer Serie; über diesen folgt die eigentliche Majkop-Serie. Diese oligozäne Schichtenfolge überlagert im Vorkaukasus im Gebiet der Teresk- und Kuma-Ebene, weiterhin im Nordkaukasus bei Stawropol die Erosionsoberfläche des Beloglinsker Horizontes (SOMOW [49], ITENBERG [26], TER-GRIGORIANZ [53], [54]).

Im Ostkaukasus transgredieren die Hadumer Schichten über kretazeische Ablagerungen. Sie enthalten aufgearbeitete Faunenelemente der Kreide und des Eozäns (SOMOW [50]). Es kommt aber auch vor, daß die Hadumer Schichten die Beloglinsker Schichten konkordant überlagern.

Auch in Dagestan wurden am Ende des Eozäns die Bolivina führenden Schichten abgelagert; über ihnen liegen die Hadumer Schichten mit den Planorbella-Tonen an der Basis (WACHANIJA [10]).

In der Umgebung von Achalzich bildeten sich um die Eozän/Oligozän-Wende die Pecten-arcuatus-Schichten (TATISCHWILI [52]). KATSCHARAWA [27, 102] beobachtete an der Eozän-Oligozän-Grenze eine scharfe lithologische Veränderung; die Bolivinen-Zone vertritt das Obereozän und die bituminöse Majkop-Serie das Oligozän. In vielen Profilen bilden die sog. Achalzicher Ablagerungen den Übergang. Das sind braunkohlenführende Schichten mit Cyrena- und Corbula-Arten.

KOROBKOW [106] bemerkt, daß in Armenien die Eozän-Oligozän-Grenze noch nicht beruhigend bestimmt ist. Einige Forscher ziehen sie über die Variamussium-fallax-Zone; andere dagegen rechnen auch die Pecten-arcuatus Schichten zum Obereozän.

Es ist merkwürdig, daß es mehrere Profile gibt, in denen Nummulites intermedius im tieferen Abschnitt der Variamussium-fallax-Zone vorkommt. ASLANJAN [2] ist der Meinung, daß die Lage der Variamussium-fallax-Zone derselben im Nordkaukasus vollkommen entspreche.

Im Jerewaner Becken Armeniens transgrediert das Oligozän diskordant über das Eozän (GABRIELJAN [16]). Dieser Forscher rechnet die Variamussium-fallax-Zone zum Obereozän, die Peten-arcuatus-Schichten zum Unteroligo-

zän [17]. Schon in einer früheren Arbeit [15] hatte er betont, daß an der Eozän-Oligozän-Wende die Orbitoiden, Discocyclinen und Nummuliten größtenteils aussterben und charakteristische lithologische Veränderungen eintreten. Nach seiner Auffassung sollten diese die regionaltektonischen Bewegungen und die mit diesen verknüpften klimatischen Veränderungen verursacht haben.

Zweifel bestehen auch hinsichtlich der Stratigraphie der Umgebung von Nachitschewan. Nach MAMEDOW [36] liegt das Oligozän über Auversien. KOROBKOW [106] erwähnt eine aus mittel- und obereozänen Formen gemischte Nummulitenfauna aus dem Obereozän. Es scheint also eine bedeutende Lücke vorhanden zu sein.

In Aserbaidshan bilden die Bolivina führenden Schichten den oberen Teil des Eozäns. Die untere Majkop-Serie besteht aus bunten schiefrigen Tonen. In der Umgebung von Kirowobad lagert sie diskordant und transgressiv über dem Obereozän (HALILOW [55]). Im Gebiet von Talis gehört die Neslinsker-Serie zum Obereozän (z. T. noch zum Mitteleozän; KOROBKOW [106]). Zu Ende des Eozäns erneuerte sich die vulkanische Tätigkeit: es bildeten sich Andesite, Andesittuffe und Andesit-Brekzien. Über ihnen lagern die Tone der Hadumer-Serie (BAGMANOW [3]).

Es läßt sich also feststellen, daß sich der Anteil der klastischen Sedimente und des organischen Materials zur Zeit der Ablagerung der Majkop-Serie im Zusammenhang mit der Hebung der Zentralkette des Kaukasus vergrößerte. Die dadurch hervorgerufenen Veränderungen sind aber weit weniger bedeutend als diejenigen, die sich ungefähr zur selben Zeit in den Westalpen abspielten (STRACHOW [51]).

### *Zusammenfassung*

In den eben betrachteten Gebieten stellt das mangelhafte Vorkommen stratigraphisch wertvoller Fossilien die Feststellung der Eozän-Oligozän-Grenze vor große Schwierigkeiten. Darum ist es schwer, die Diskordanzerscheinungen bzw. Ablagerungslücken geochronologisch zu deuten. Noch dazu sind diese infolge der rhythmischen Sedimentation und der späteren tektonischen Ver- und Überschiebungen gar nicht so leicht erkennbar. An vielen Orten, z. B. in den Karpaten, läßt sich eine Kontinuität der Sedimentbildung feststellen. Es kommt sogar vor, daß sich die im Obereozän begonnene Transgression im Untereozän fortsetzte (z. B. südliche Tell-Senke).

An der Eozän/Oligozän-Wende treten oft deutliche lithologische Faziesänderungen ein (z. B. bei Achalzich).

In anderen Gebieten besitzt das Obereozän regressiven Charakter, während das Oligozän transgressiv ist (W-Grusien).

Es ist auch kein seltener Fall, daß das Oligozän transgressiv und diskordant über verschiedenen Gliedern des Eozäns lagert und daß sich sogar Spuren einer Denudation finden, die sich zwischen den beiden abgespielt hat (Ligurien, Stawropol, Terek, östlicher Vorkaukasus, Jerewaner Becken, Aserbaidshan).

An vielen Orten fand eine endgültige Emersion statt (französische Alpen, Morcles-Decke, Wildhorn-Decke, Dalmatien).

#### IV. Die »innere« epikontinentale Übergangszone

##### a) Iberische Halbinsel und die Inseln des Mittelmeeres

In der NW-Region der Halbinsel ist marines Oligozän lediglich aus dem Catambri-Gebirge bekannt. In den Westpyrenäen ist das oberste Eozän durch Nummuliten- und Globigerinen-führende blaue Mergel vertreten. Über diesen lagert das ebenfalls mergelige Oligozän (MANGIN [116]).

Im W-Navarra lagern die oligozänen Nummulites intermedius-Schichten auf Nummulites striatus enthaltenden Mergeln.

In Aragonien wurden im Obereozän Lithothamnienmergel und Konglomerate, dann Planorbis-Kalksteine und das sog. Hauptkonglomerat abgelagert.

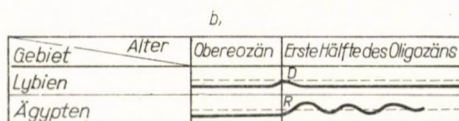
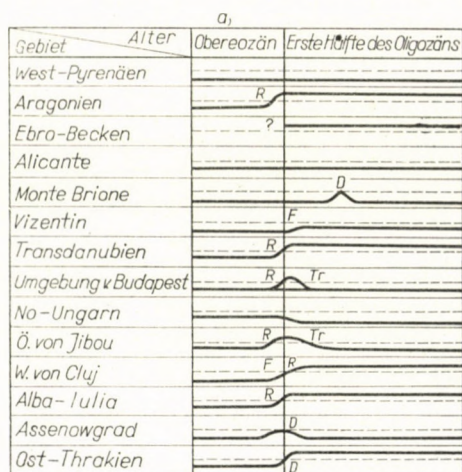


Abb. 4.a Die »innere« epikontinentale Übergangszone  
 Abb. 4.b Das Gebiet der Nordafrikanischen Plattform  
 ----- Meeresspiegel, R Regression, Tr Transgression  
 F Fazieswechsel, D Diskordanz

gert, in Katalonien hingegen rote Tone und ebenfalls das Hauptkonglomerat. Im Ebro-Becken lagern darüber (kontinentale) Sandsteine und Mergel des Sannoisien (PAPP [127], CRUSAFONT-P. und TRUYOLS-SANTONJA [74]). Ähnliches läßt sich auch im Meseta-Gebiet und auf dem Kastilischen Plateau feststellen.

In der Gegend von Alicante lagert das Oligozän ohne bedeutende Diskordanz auf mächtigen Kalksteinen des Obereozäns (DURAND-DELGA [83]).

#### b) Nord-Italien

Im Vizentin folgen den obereozänen Bryozoenmergeln *Nummulites intermedius* führende Sangonini-Schichten (mit *Pecten arcuatus*) (GINEAUX [88]). Zu Ende der Ablagerung der Priabona-Schichten ist ein Versiechen des Meeres erkennbar (PICCOLI [128]).

In der Nähe des Garda-Sees, bei Monte Brione, konnte HAGN [93] eine Diskordanz zwischen den unteroligozänen und den mitteloligozänen Lithothamnienkalken feststellen.

#### c) Ungarn, Transsylvanisches Becken

Zu Ende des Obereozäns trat in Westungarn eine nahezu allgemeine und ziemlich rasche Regression ein. Die entstandene stratigraphische Lücke, die Periode der sog. »infraoligozänen Denudation«, wird von SW gegen NO stets enger bzw. kürzer. Östlich von Budapest ist die Kontinuität der Sedimentbildung an der Eozän-Oligozän-Grenze gewahrt (KOPEK, KECSKEMÉTI, DUDICH, JR. [105]).

In Transdanubien, im westlichen Bakony-Gebirge, z. B. in der Umgebung von Devecser, wurde die paläogene Sedimentation mit der Ablagerung der Andesittuffe enthaltenden obereozänen Mergel und Sandsteine beendet. Das gesamte Oligozän und auch das Untermiozän fehlt (DUDICH JR., HÓRISZT [81]). Weiter nach Osten (z. B. im NO-Bakony-Gebirge und im Becken von Esztergom) ist das Oligozän in Form von nichtmarinen, z. T. braunkohlenführenden Ablagerungen z. T. wieder vorhanden.

In der Umgebung von Budapest selbst ist eine einheitliche Schichtenfolge der in drei Etappen fortschreitenden obereozänen Transgression mit den entsprechenden drei aufeinanderfolgenden Horizonten des Discocyclinide-Lithothamnienkalksteines (mit *Nummulites fabianii*), des Bryozoenmergels und des Budaer (= Ofner) Mergels bekannt (DUDICH JR. [79], KOPEK, KECSKEMÉTI, DUDICH JR. [105]). Die intensive pyrenäische Emporhebung im westlichen Teil der Gegend hatte eine erhebliche »infraoligozäne Abtragung« und die Ablagerung des sehr vielfältigen, z. T. konglomeratischen Hárshegy Sandsteines zur Folge. Die Kisceller Tone bzw. Tonmergel rupelischen Alters lagern z. T. diskordant über dem Eozän oder sogar über der Trias, man-

cherorts entwickeln sie sich aus dem Hárshegyer Komplex. Im östlichen Teile entwickeln sich die rupelischen, reich Foraminiferen-führenden Tone allmählich durch die sog. Tarder Fazies aus dem Budaer Mergel. Das Problem der Eozän-Oligozän-Grenze im Gebirge von Buda wurde übrigens von vielen Forschern wiederholt behandelt. (Aus der früheren Literatur s. Szóts [136], [137], DUDICH JR. [79], MAJZON [113].

An Hand der Revision der Molluskenfauna des Hárshegyer Sandsteins und aus der Bearbeitung eines Profils bei Solymár (im westlichen Teil des Gebirges von Buda, wo auch Mitteleozän vorhanden ist) zogen KECSKEMÉTI, KOPEK und MÉSZÁROS [103] die Schlußfolgerung, daß die infraoligozäne (pyrenäisch verursachte) Abtragung in der Umgebung von Budapest recht kurzfristig gewesen war. Sie umfaßte die Zeitspanne der Schichtenablagerung von Curtiusi im Transsylvanischen Becken.

In Nordost-Ungarn ist das Foraminiferen-führende Oligozän weit verbreitet und aus Tiefbohrungen gut bekannt (MAJZON [113]). Hier kann eine ununterbrochene Sedimentation nach der obereozänen Transgression festgestellt werden. An der Eozän-Oligozän-Grenze gibt es aber Faziesänderungen (die pyritführende reduktive Tarder Fazies, anderenorts Mn-Anreicherung usw.).

Der pyrenäischen Hebung Westungarns entspricht also eine allgemeine Senkung Nordostungarns. Die Lattorf-Frage bietet keine wesentlichen Schwierigkeiten (s. KOPEK, KECSKEMÉTI, DUDICH JR. [105]).

Am Nordrande des Transsylvanischen Beckens, in der Umgebung von Jibou, sind die marinen Seichtwasserkalke des Obereozäns durch die brackischen bzw. Süßwasser-Sedimente der Curtiusi-Schichten überlagert. Auf diese folgen die seichtmarinen Sedimente des Méraer Horizontes, über dem die Mergel und die bituminösen Fischechiefer der Serie von Ileanda Mare lagern.

W von Cluj ereignete sich eine Aushebung nach der Ablagerung des Bryozoenmergels, wobei sich die Méraer Schichten bildeten. Dann setzte sich die Hebung fort, und es wurden die kontinentalen Ticu-Schichten abgelagert (KOCH [104], RĂILEANU—SAULEA [131], MÉSZÁROS [117, 118, 119, 121], MURGEANU [122]).

Die Umgebung von Alba Iulia wurde nach der Ablagerung der obereozänen Nummulites-fabianii-Schichten emporgehoben (GHERMAN [87]). Ähnliches ereignete sich auch am Südrande des Transsylvanischen Beckens bei Proceşti-Sebesul de Sus (BOMBIŢĂ [66], MÉSZÁROS [118, 122]).

#### *d) Rhodope, Thrakien, Küste des Marmarameeres*

Am Nordrande des Rhodope-Gebirges bei Assenowgrad überlagern die tuffitischen Sandsteine und Konglomerate des Oligozäns transgressiv und dis-

kordant die priabonischen Kalk- und Sandsteine. In der Gegend von Kirdjali besteht das Oligozän aus Lithothamnienkalken, tuffitischen Mergeln und Tuffen.

In der Türkei, in Ostthrakien, lagern die kontinentalen Sedimente des Sannoisien diskordant über den *Nummulites fabianii* führenden Mergeln des Obereozäns (OZANSOY [126]).

Südlich vom Marmarameer sind die Ablagerungen des obersten Eozäns lagunären Charakters mit Gipsbildung.

### *Zusammenfassung*

Es gibt Gebiete, in denen während des Unteroligozäns ebenso wie während des Obereozäns marine Verhältnisse herrschten (W-Pyrenäen, W-Navarra, N-Italien, NO-Ungarn).

Für andere Gebiete ist im obersten Eozän bzw. an der Basis des Unteroligozäns eine regressive Faziesveränderung mit lagunären bzw. limnischen Ablagerungen kennzeichnend (Aragonien, Transsylvanisches Becken, S vom Marmarameer).

Die pyrenäischen Hebungen konnten zu einer mehr oder weniger lang dauernden Emersion- bzw. Abtragungsperiode geführt haben (Transdanubien) oder sogar zum endgültigen Festland werden (Ost-Thrakien).

### **V. Äußere epikontinentale Übergangszone, südlich vom Flysch-Geosynklinalzweig des Atlas**

In der logischen Reihe der Sedimentationszonen sollte auch diese Zone behandelt werden. Leider reichen aber die den Verfassern bekannten Literaturangaben für ein solches Unternehmen bei weitem nicht aus. Besonders schwer ist es, ohne das Gebiet näher zu kennen, das Geosynklinalgebiet und die Übergangszone voneinander überhaupt zu unterscheiden. Darum verzichten wir auf die Behandlung dieser Zone.

### **VI. Das Gebiet der nordafrikanischen Plattform**

Nördlich von Gizeh überlagern oligozäne Kalksteine diskordant die oberen Mokattan-Schichten (PAPP [127]).

In Ägypten ist das Obereozän hauptsächlich durch die oberen Mokattan-Schichten vertreten. Das Oligozän ist im Fayoum-Becken ausgebildet; es lagert diskordant und besteht aus fluviatilen, limnischen und z. T. marinen Ablagerungen mit Resten von Mammalien (KRASCHENNIKOW [30]).

In der Umgebung von Suez lassen sich an den Tonmergeln von Wadi Dara die Spuren einer Bruchtektonik erkennen. Über den Tonmergeln lagern

manchenorts Blätter-Tone, Mergel und Konglomerate; anderorts Gips, Anhydrit- und Steinsalz-Schichten.

### Zusammenfassung

Aus den angeführten Angaben geht deutlich hervor, daß an der Eozän, Oligozän-Grenze wesentliche Veränderungen (Emporhebung, Diskordanz-Bruchtektonik, Fazieswechsel) eintraten.

### Rückblick

Die pyrenäischen Bewegungen spielten sich zu Ende des Eozäns, z. T. aber schon während des Unteroligozäns ab, also wesentlich später, als die präpyrenäisch-balkanischen Bewegungen (DUDICH JR., MÉSZÁROS [80]).

Es gibt ausgedehnte Gebiete, in denen zwischen den beiden Phasen eine mächtige Schichtenfolge des obereozänen sedimentären Zyklus abgelagert wurde (»priabonische Transgression« usw.).

Die echten pyrenäischen Bewegungen hatten sehr verschiedene Auswirkungen.

Von den kräftigsten nach den mildesten hin geordnet, handelt es sich um Faltungserscheinungen,

Bruchtektonik,

endgültige Emporhebungen,

zeitweilige Emporhebungen und Abtragungen (Diskordanz),

partielle Regressionen, zwischen marinen Schichtenfolgen zwischengeschaltete limnische bzw. kontinentale Sedimente,

Verseichung des Meeres, Faziesänderungen mit brackischen bzw. lagunären Ablagerungen, unteroligozäne Transgression (in Deutschland und Polen) über Älteres als Obereozän.

Die Ablösung der eozänen Tone, Mergel und Kalksteine durch dunkelbraune bzw. schwarze bituminöse Ton- Disodyl- und Menilit-Schiefer bildet ein weiteres Charakteristikum.

Die Veränderungen lassen sich auch an der Zusammensetzung der Fauna und Flora verfolgen. Gewisse Faunenveränderungen scheinen ziemlich rasch gewesen zu sein. Es ist in Betracht zu ziehen, daß die fortschreitende Transgression des borealen Meeres nicht nur eine Einwanderung »neuer« Organismen, sondern für das Klima des mediterranen Gebietes auch einen abkühlenden Effekt mit sich brachte, wogegen die Pflanzenwelt recht empfindlich reagiert haben dürfte.

Die »spätpyrenäischen« Bewegungserscheinungen dauerten bis zum Mittelloligozän (»massagetische Phase«).

Die magmatische Tätigkeit, die laramisch und z. T. präpyrenäisch begonnen hatte, dauerte weiter an.

Die innerdinarischen, wardarischen und die Belgrader Intrusionen sowie der intrusive Kern der südwestmährischen großen Antiklinale dürften während des obersten Eozäns und des Unteroligozäns zustande gekommen sein. Im Gegensatz zum präpyrenäischen Magmatismus überwiegen die intrusiven und nicht die eruptiven (höchstens subvulkanischen) Gesteine, ausgenommen das Rhodopegebiet, wo sich der rhyolitische Vulkanismus fortsetzte.

Die pyrenäischen Bewegungen gehören dem dritten, einschließenden Entwicklungsstadium des Alpenen Geosynklinalsystems an (MURATOW [40]).

Dieses Stadium setzte zu Ende des Mitteleozäns mit den präpyrenäischen Bewegungen ein und dauerte bis zum Anfang des Miozäns. Nach dieser Auffassung lässt sich die unteroligozäne starke Einengung des geosynklinalen Sedimentationsraumes gut erklären. Die dieses Stadium abschließenden »savischen« Bewegungen an der viel umstrittenen Oligozän/Miozän-Wende sollen in einem anderen Aufsatz behandelt werden.

#### LITERATUR

1. Айзберг, Р. Е.: Палеогеновые отложения крайнего юговостока Туркмении. — Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ. тех. 2, 98—102, 1965.
2. Асланян, П. М.: Новые данные о возрасте зоны *Variamussium fallax* Korobkov в Армении. — Докл. АН СССР 199, 5, 996—998, Москва, 1958.
3. Багманов, М. А.: История развития палеогеновой конхилиофауны в связи с геологическим развитием Горного Талыша. Труды I. закавказск. конф. АН Арм. ССР, 1959.
4. Балахматова, В.: Аналоги майкопа в Северной Туркмении. Майкопск. отлож. и их возрастн. аналоги на Украине и в Средн. Азии. Наук. думка, 1964.
5. Белмустаков, Ем.: Фосилите на България. 1. Палеоген. Големи фораминиферы. Изд. ВАН, София, 72 с, 1959.
6. Бончев, Е.: Геология на България. София, 1960.
7. Бражников, Г. А.: Палеогеновые отложения Поволжья. Палеогеновые отл. юга Евр. части СССР. Изд. АН СССР, Москва, 1960.
8. Бражников, Г. А.—Бреславский, В. В.—Грозевская-Кетат, О. Б.: Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол. 3, 3—38, 1959.
9. Будаи, Т.—Кодым, О.—Магель, М.: Тектоническое развитие Чехословакии. — Изд. Ин. Лит., Москва, 284 с. 1963.
10. Вахания, Е. К.: Новые данные по стратиграфии олигоц. отложения мергелии и смежных районов западной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, 27, 4, 419—426, 1961.
11. Веножинскене, А. И.: Палеоген (Pg). Краткий очерк геол. рит. СССР. Вильнюс. 1959.
12. Видоменко, Х. Р.: Геологическая история Днепровскодонской впадины в олигоцене. Доповіді АН УРСР 6, 560—563, 1956.
13. Вялов, О. С.: О сопоставлении палеогена Средней Азии, Кавказа и Крыма. Палеоген. отл. юга Евр. части СССР. АН СССР 308—310, 1960.
14. Вялов, О. С.: Оligоценовые и нижнемиоценовые отложения Устюрта и Северного-Приаралья — аналоги майкопской серии. Майкопск. отлож. и их возрастн. аналоги на Украине и в Средн. Азии. Наук думка, 1964.
15. Габриелян, А. А.: Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. Докл. АН Арм. ССР 3, 149—154, 1957.
16. Габриелян, А. А.: Палеоген Ереванского бассейна. — Палеоген. отл. юга Европ. части СССР АН СССР, 1960.
17. Габриелян, А. А.: Новые данные о возрасте слоев с *Variamussium fallax* Korobkov и *Pecten arcuatus*. Докл. АН СССР 3, 1962.

18. Геккер, Р. Ф.—Осипова, А. И.—Вельская, Т. Н.: Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Изд. АН СССР, Москва 335 с, 1962.
19. Гладков, И. И.: Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений на полуострове Мангышлак. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. **19**, 51—58, 1955.
20. Грамм, М. Н.: Схема деления третичных континентальных отложений Ферганской впадины. — Изб. геол. журнал **6**, 13—22, 1959.
21. Гроссгейм, В. А.: Палеоцен и эоцен Адыгейского поднятия (С-3 Кавказ). Бюлл. Моск. о-ва исп. пр., отд. геол., Москва **37**, 2, 67—74, 1962.
22. Гугари, Ф. Г.: Оligоценовая эпоха. Западно-Сибирская низменность. В сб. Геол. СССР Недра **44**, 486—490, 1964.
23. Дмитриев, А. В.: О палеогене Центрального Копет-Дага. Изв. АН Турк. ССР № 2, 1963.
24. Добруцкая, Н. А.: Стратиграфия континентальных отложений Нижнего Приобья. Решения и тр. Межвед. сов. по стратигр. схем Зап. Сиб. низменности, 1960. (Гостронттехиздат). 1961, 295—307, 1961.
25. Зальзман, И. Г.: Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения южной части Западно-Сибирской Низменности. Сов. геол. **4**, 122—127, 1962.
26. Итенберг, С. С.: К вопросу о выделении хадумской свиты в самостоятельную стратиграфическую единицу. — Труды Грозненск. нефт. ин-та 1962.
27. Качарова, И. В. и др.: Стратиграфия палеогеновых отложений Ахалциской депрессии и Триалетского хребта. — Палеоген. отл. Юга Евр. части СССР. — АН СССР, Москва 282—297, 1960.
28. Ключников, М. Н.: Стратиграфия палеогеновых отложений Украины. Тр. Сов. и о разраб. страт. шкалы, Баку 210—223, 1959.
29. Коробков, И. А.: Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа. Труды Н. Р. И., Ленинград—Москва 1936.
30. Крашениников, В. А.—Поникаров, В. П.: Стратиграфия мезозойских и палеогеновых отложений Египта. — Советская Геология **2**, 42—71, 1964.
31. Кудрин, Л. Н.: Новые данные о палеогеновых отложениях юго-западной окраины Русской платформы (Вольно-Подольская плита). Докл. АН СССР **135**, 6, 1469—1471, 1960.
32. Кульчицкий, Я. О. и др.: Проблема нижнего олигоцена на примере Восточных Карпат. Геологический журнал **22**, 1, 59—65, 1962.
33. Леонов, Г. П.: К вопросу о соотношениях верхних горизонтов палеогена Русской равнины и Северного Кавказа. Бюлл. Моск. о-ва исп. природы, Отд. геол. **5**, 62—82, 1960.
34. Макаренко, Д. Е.: Стратиграфическое расчленение майкопских отложений Крыма. Геологический журнал **21**, 3, 93—97, 1961.
35. Максимов, А. В.: О границе эоцена и олигоценна в Восточных Карпатах. Геол. нефти и газа **3**, 28—31, 1960.
36. Мамедов, Т. А.: Палеогеновые отложения Нахичеванской АССР. Изв. высш. учеб. зав. Геол. и разведка **9**, 47—50, 1958.
37. Маникин, С. С.: Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений запада Белоруссии по данным палинологии. — Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, 1960.
38. Миронова, Л. В.—Овечкин, Н. К.—Яркин, В. И.: Биостратиграфия палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Пластинчатожаберные моллюски. Ленинград — Труды ВСЕГЕИ **82**, 3—214, 1962.
39. Муратов, М. В.—Немков, Г. И.: Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР. Палеогеновые отл. юга Евр. части СССР. АН СССР. Москва 15—23, 1960.
40. Муратов, М. В.: История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-восточной Европы и Малой Азии. — Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол. **2**, 3—24, 1962.
41. Надыршин, Р. И.: К стратиграфии олигоцена предгорий юго-западных отрогов Гиссара и прилегающих равнин. Сб. научн. Тр. инст. геол. и геоф. АН Уз. ССР **3**, 131—133, 1964.
42. Нестеренко, П. Г.: Палеогеновые отложения окрестностей г. Днепропетровска и стратиграфическое положение мандриковских слоев. Палеоген. отл. Юга Евр. части СССР 136—142, 1960.
43. Никитина, Ю. П.: Новые данные о стратиграфии и фациях палеогеновых отложений Азовской антеклизы. Геол. и полезн. ископаемые бассейна Дона и Нижн. Поволжья, Ростовск. университет, 88—89, 1962.

44. Николаева, В. А.: Стратиграфия и ископаемая флора олигоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Докл. Палеоботан. конф. Томский Кн-т., Томск, 1962.
45. Носовский, М. Ф.—Эрцева, М. В.: Палеогеновые отложения южного склона украинского кристаллического массива. — Палеоген. отл. юга Евр. части СССР. АН СССР. 173—186, 1960.
46. Носовский, М. Ф.: Оligocen. Никопольск. марганцеворудн. бассейн. Недра 62—76, 1964.
47. Овечкин, Н. К.: Корреляция третичных отложений Тургайского прогиба и смежных районов. — Сов. Геол. сб. 59, 25—42, 1957.
48. Соловицкий, В. М.: К стратиграфии верхнепалеогеновых отложений междуречья рек Тетерев и Здвиж. Доповіді АН УССР 3, 365—368, 1965.
49. Сомов, В. Д.: Некоторые вопросы стратиграфии палеогеновых отложений Тереско-Кумской равнины. — Тр. Грозненск. нефт. ин-та 5, 69—79, 1959.
50. Сомов, В. Д.: О перерыве осадконакопления и внутриформационных нарушениях в палеогенное время на территории восточного Предкавказья. — Тр. Грозненск. нефт. ин-та 8, 64—70, 1960.
51. Страхов, Н. М.: Основы исторической геологии. М.—Л. 1948.
52. Татишвили, К. Г.: Новые данные о песчаниках с *Pecten arcuatus Brochii* в Ахальцхском бассейне. Тр. на палеобиол. АН Груз. ССР 7, 137—144, 1962.
53. Тер-Григорьянц, Л. С.: Белоглинско-солонский горизонт палеогена Ставрополья. Бюл. моск. о-ва испыт. природы, отд. геол. 5, 1958.
54. Тер-Григорьянц, Л. С.: О перетолженных верхнеоценовых фораминиферах в хадумском горизонте нижнего олигоцена Ставрополья. — Тр. Грозненск. нефт. ин-та 14, 170—181, 1963.
55. Халилов, Д. М.: Микрофауна и стратиграфия майкопской серии Азербайджана. Майкопск. отлож. и их возрастн. аналоги на Украине и в Средн. Азии. Наук. думка 123—129, 1964.
56. Черняк, Н. И.—Столяр, Л. Н.—Жилковский, Н. И.: Материалы к стратиграфии и литологии палеогеновых отложений центральной синклинали зоны Карпат. Труды Всес. науч. и геол. разв. нефт. ин-та 12, 61—68, 1958.
57. Яркин, В. И.: Моллюски озинковских слоев южных склонов Общего Сырта. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та 82, 215—371, 1962.
58. АВЕРЕР, F.: Die Molassezone im westlichen Österreich und in Salzburg. Mitt. Geol. Ges. Wien 50, 23—93, 1957.
59. ANDRUSSOW, D.: Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. Geol. Rundschau Bd. 50, 404—415, 1960.
60. ANDRUSSOW, D.: Geológia československých Karpát. Bratislava, 1965.
61. ATANASIU, L.—F. CODARCEA: Considérations pétrographiques et stratigraphiques concernant le grès de Borsa. Res. comm. Ass. Geol. Karp.-Balk. Varsovie-Cracovie, 1963.
62. ATANASIU, L.—F. CODARCEA: Unele consideratii privind paralelizarea depozitelor paleogene din Maramureş şi NE bazinului Transilvaniei. Studii şi cercetări geol. geofiz. geogr. ser. geol. Bucureşti, 9, 1, 1964.
63. AUBOUIN, J.: Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal dans le secteur grec des Dinarides. Bull. soc. géol. France. Paris 6. sér. 8, 731—750, 1957.
64. BĂNCILA, I.: Geologia Carpaţilor Orientali. Bucureşti, 1958.
65. BLASZKIEWICZ, A.—KOWALSKI, T.: Trzynowe wiercenia w okolicy Plocka. Ksiega pamiatk. Czci prof. J. Samsonowicza, 329—51, Warszawa, 1962.
66. ВОМБИТА, GH.: Contribuţii la corelarea eocenului epicontinental în R. P. R. Bucureşti, 1963.
67. BOULANGER, D.—POIGNANT, A.: Le passage Eocène supérieur-Oligocène en Aquitaine occidentale. Compt. rend. Soc. géol. France 2, 85—6, 1964.
68. BRICON, C.: Sur quelques faciès du «Calcaire de Brie» en Seine et Marne. Mém. du BRGM. Paris 28, 1. (Coll. Pal.) 59—63, 1964.
69. BRINKMANN, R.: Abriß der Geologie. Stuttgart, 1959.
70. BROSIUS, M.—GRAMANN, F.: Eine Oligozänbohrung im südlichen Habichtswald bei Kassel. Notizbl. d. Hess. Landesamtes Bodenforsch. Wiesbaden 85, 206—17, 1957.
71. CAVELIER, C.: L'Oligocène inférieur du Bassin de Paris. Mém. du BRGM, Paris 28, (Coll. Pal.), 65—73, 1964.
72. CHANDLER, M. E. J.: Flora of the Lower Headon Beds of Hampshire and the Isle of Wight. Bull. Brit. Mus. London, (Natur. Hist) Geol. 5, 5, 1—157, 1961.

73. CODARCEA, A.—RĂILEANU, G.: Ghidul excursilor. C.-Carpații Meridional. V, Cong. Carp. Balcanic. București, 1961.
74. CRUSAFONT PAIRO, M., TRUYOLS SANTONJA, J.: Les Mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du Bassin de l'Ebre. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 735—40, 1964.
75. DENIZOT, G.: Sur l'Éocène marin des Corbières. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 393—4, 1964.
76. DOREL, F.: L'oligocène du Bassin de Mayence et du Fossé de la Vallée du Rhin. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 591—9, 1964.
77. DOUVILLÉ, H.: Les mouvements pyrénéens. Bull. Soc. Géol. France, Paris **4**, **6**, 50—5, 1906.
78. DROOGER, C. W. Les microfaunes de l'Éocène-Oligocène du Bassin Nordique. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 547—53, 1964.
79. DUDICH, E. JR.: Paläogeographische und paläobiologische Verhältnisse der Umgebung von Budapest im Obereozän und Unteroligozän. Ann. Univ. Sci. Budapest de R. Eötvös nom., Sect. Geol. Budapest **2**, 53—87., 1959.
80. DUDICH, E. JR.—MÉSZÁROS, N.: Über die Verbreitung und die Typen der Krustenbewegungen und des Vulkanismus in Mittel- und Südost-Europa am Ende des Mittel-ozäns. N. Jb. Geol. Pal. Abh. Stuttgart **118**, 65—84, 1963.
81. DUDICH, E. JR.—HÓRISZT, GY.: Deveszer-környéki és Kisalföld-peremi földtani vizsgálatok. Földt. Közl. **94**, 10—26, 1964.
82. DURAND-DELGA, M.—FLANDRIN, J.: Présence de Miogypsines à base de l'Oligocène de Petite Kabylie (Algérie) Compt. R. Ac. Sci. Paris t. 240, 14, 1561—3, 1955.
83. DURAND-DELGA, M.—MAGNÉ, J.: Une coupe du tertiaire prébétique de Benitachell (prov. d'Alicante, Espagne). Bull. Soc. Géol. France, Paris **2**, 302—7, 1960.
84. DURAND-DELGA, M.: Le sillon du Flysch éocène en Méditerranée occidentale. Compt. R. Ac. Sci. Paris **252**, 2, 296—8, 1961.
85. FEUILLÉE, P.: Historique de l'utilisation du terme «Bartoniens» dans le Bassin de Paris. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 37—46, 1964.
86. FURON, R.: Introduction à la géologie et à l'hydrogéologie de la Turquie. Paris, 1953.
87. GHERMAN, J.: Cercetări geologice in colțul de sudvest al Depresiunii Transilvaniei (între Valea Stremțului și Ampoiului. (Teza 84, Univ. Cluj, Rev. Muz. Geol. Min. Cluj **VII**, 1938.
88. GIGNEAUX, M.: Géologie stratigraphique. Paris, 1950.
89. GILLET, S.: Paléogéographie de l'Oligocène d'Alsace. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 493—9, 1964.
90. GIRARD D'ALBISSIN, M.: Essai de paléogéographie de l'Île-de-France au Sannoisien. Bull. Soc. Géol. France, Paris **6**, **6**, 57—69, 1956.
91. GRAMANN, F.: L'Oligocène de la Dépression Hessoise en sa qualité d'élément formant la jonction entre le Bassin de la Mer du Nord et le Fossé de la Vallée du Rhin. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 565—70, 1964.
92. GRIGORA, N.: Geologie zăcămintelor de petrol și gaze din R. P. R. București, 1961.
93. HAGN, H.: Geologische und paläontologische Untersuchungen im Tertiär des Monte Brione und seiner Umgebung (Garda-See, Oberitalien). Paläontographica, Abt. A, **107**, 3—6, 67—210, 1956.
94. HAGN, H.: Klassische und neue Aufschlüsse mit Faunen der Oberkreide und des Tertiärs in den östlichen Bayerischen Alpen und angrenzenden Gebieten. Stuttgart, 1961.
95. HAUBER, L.: Über das Tertiär im Nordschweizischen Tafeljura. Ecl. geol. Helv. Basel **53**, 2, 656—68, 1960.
96. HAUG, E.: Traité de géologie. Paris, 1908—1911.
97. HINSCH, W.: Chatt und Miocän in östlichen Niedersachsen. Meyniana **10**, 72—74, 1961.
98. HINSCH, W.: Gliederung und Paläogeographie des Alttertiärs und Nachweis des Latorfs im Gifhorner Trog. Erdöl und Kohle **16**, 2, 87—92, 1963.
99. HOTYAT-MAGNÉ, A.: Contribution à la géomorphologie de l'abrupt limite occidentale du Bruxellien s. s. Bull. Soc. roy. belge. géogr. Bruxelles **3—4**, 1959.
100. IONESI, L.: Geologie regiunii Gura Humorului—Poiana Micului. An. St. Univ. Iasi, Iasi **2**, 355—82, 1961.
101. JURKIEWICZ, H.: Poziomy otwornicowe paleogenu wschodniej części jednostki śląskiej. Rocznik Polsk. towarz. geol. **29**, 3, 235—263, 1959.
102. KACHARAVA, I. V.—KACHARAVA, M. V.: Stratigraphie du Paléogène de la Géorgie. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 805—16, 1964.

103. KECSKEMÉTI, T.—KOPEK, G.—MÉSZÁROS, N.: Zur Frage der Eozän-Oligozän-Grenze bei Solymár (Umgebung von Budapest). Manuskript, 1966.
104. KOCH, A.: Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei. I. Paleogén csoport. Földt. Int. Évk. X, 159—356, 1894.
105. KOPEK, G.—KECSKEMÉTI, T.—DUDICH, E. JR.: Stratigraphische Probleme des Eozäns im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. Acta Geol. Hung. IX, 411—26, 1965.
106. KOROBKOV, I. A.: Contribution à l'étude de la limite entre l'Éocène et l'Oligocène. Mém. du BRGM, Paris 28, (Coll. Pal.), 911—30, 1964.
107. KOSZARSKI, L.—Zytko, K.: Tupki jasielskie w serii menilitowo-krosnienskiej w Karpatach sródkowych. Biul. Inst. Geol. 166, 1961.
108. KRUTZSCH, W.—LOTSCH, D.: Proposition à l'appui d'une tentative en vue de subdiviser les dépôts de l'Éocène supérieure et ceux de l'Oligocène inférieur et moyen de mettre en parallèle ces dépôts d'Europe Occidentale entre eux et avec ceux d'Europe Centrale, et étude de la position à assigner à la limite entre l'Éocène et l'Oligocène dans ces régions. Mém. du BRGM, Paris 28, (Coll. Pal.) 949—78, 1964.
109. KULCHITSKY, J. C.—PETRASHKEVICH, M. I.—KHLOPONIN, K. L.: The stratigraphy of the Eocene of the Utesov zone of the East Carpathians. Dokl. AN. SSSR. 115, N. 2, 365—7, 1957.
110. LAHN, E.: L'âge de la formation gypsifère en Anatolie (Turquie). Compt. r. Soc. géol. France, Paris 1—2, 13, 1957.
111. LAPPARENT, A. F. DE: Excursions géologiques dans le Bassin de Paris. 1. série. Les terrains tertiaires aux environs de Paris. 1956.
112. LEŠKO, B.—SALAJ, L.—SAMUEL, O.: Paleogene of Slovak Carpathian Klippen Belt. Résumé. des Comm. Ass. Geol. Karp. Balk. Varsovie-Cracovie 87—89, 1963.
113. MAJZON, L.: Magyarországi paleogén Foraminiferaszintek. Földt. Közl. 90, 355—60, 1961.
114. MANGER, G.: Die praktische Anwendung der Bestimmung der Bromgehalte im Steinsalz zur Horizontierung bei Tiefbohrungen und unter Tage. Jahresh. Geol. Landesamt 279—92, 1961.
115. MANGIN, J. P.: Observaciones sobre la orogenesis pirenaica durante el periodo nummulítico. Not. y Com. Inst. geol. y min. España, 52, 125—32, 1958.
116. MANGIN, J. P.: Le nummulitique Sud-Pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon. Revue Micropaléont. 1, 53—5, 1959.
117. MÉSZÁROS, N.: Fauna de moluște ale depozitelor paleogene din nord-vestul Transilvaniei. București, 1957.
118. MÉSZÁROS, N.: Depozitele paleogene din regiunea Letca-Lozna. Com. de Geol. Geogr. București, 1960.
119. MÉSZÁROS, N.: Paleogeografia depozitelor marine eocen-superioare de la vest și sud-vest de Cluj. As. Geol. Carp. Balc. Congr. V. București, 1963.
120. MÉSZÁROS, N.—DUDICH, E. JR.: Esquisse comparative de la parallélisation stratigraphique et de l'évolution paléogéographique de l'Éocène de l'Europe Centrale et Sud-orientale. Földt. Közl. (ung.) 92, 131—49, 1962; Mém. du BRGM, Paris 28, (Coll. Pal.) 203—31, 1964; Acta Geol. Hung. X, 203—231, 1966.
121. MÉSZÁROS, N.—DUDICH, E. JR.: Die Auswirkung der Krustenbewegungen am Ende der Kreide auf die paleozäne Sedimentbildung in Europa und in den Nachbargebieten. N. Jb. Geol. Paläont. Stuttgart 11, 1965.
122. MÉSZÁROS, N.—GHIURCA, V.: Paleogenul dintre masivele Ticau și Preluca. Stud. Univ. Babeș-Bolyai ser. geol. geogr. Cluj 2, 29—43, 1965.
123. MURGEANU, G.—SAULEA, E.—POPESCU, GR.—MȘOTAS, I. C.: Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a teritorului in R. P. R. Stud. i cerc. de geol. București V, 2, 219—50, 1960.
124. MURGEANU, G.—FILIPESCU, M. G.: Ghidul excursiilor B.-Carpați Orientali. As. Geol. Carp. Balc. V. Congr. București, 1961.
125. ONCESCU, N.: Geologia Românie. București, 1965.
126. OZANSOY, F.: Le niveau du Sannoisien et sa faune mammalienne de la Thrace orientale (Turquie) dans le système de l'Oligocène de l'Europe. Mém. du BRGM, Paris 28, (Coll. Pal.) 991—1000, 1964.
127. PAPP, A.—THENIUS, E.: Grundzüge der regionalen Stratigraphie. I. Teil. Tertiär. Stuttgart, 1959.
128. PICCOLI, G.—MOCELLIN, G.: Studi sulla macrofauna priaboniana di Priabona. Cons. Naz. Ric. Padova, 1962.
129. POMEROL, C.: Le Bartonien du Bassin de Paris. Interprétation stratigraphique et essai de corrélation avec les bassins de Belgique et du Hampshire. Mém. du BRGM, Paris 28, (Coll. Pal.) 153—68, 1964.

130. POMEROL, C.: Contribution sédimentologique à la stratigraphie du Bartonien dans le Bassin de Paris. (ibid.) 169—176, 1964.
131. RĂILEANU, GR.—SAULEA, E.: Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (NW bazinului Transilvaniei). An. Com. Geol. București **29**, 271—308, 1956.
132. REY, R.: Essai de corrélations entre différents bassins de l'Oligocène. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 917—24, 1964.
133. SCHAUB, H.: Les bassins paléogènes Suisses. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 607—10, 1964.
134. SCHNEIDER, A.: Über das Oligozän des nördlichen Berner Juras. Ecl. Geol. Helv. Basel **53**, 2, 668—70, 1960.
135. SITTLER, C.: Relations sédimentologiques entre divers bassins oligocènes de l'Est de la France. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 531—46, 1964.
136. SZÓTS, E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. Geologica Hungarica, Ser. Geol. **9**, 1956.
137. SZÓTS, E.: Az eocén és oligocén képződmények ismertetése. „Budapest természeti képe” köt. 48—77. Budapest, 1958.
138. STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
139. STILLE, H.: Der Werdegang der Karpaten. Hannover, 1953.
140. TELEGDİ-RÖTH, K.: Infraoligén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység ÉNy-i peremén. Földt. Közl. **57**, 32—41, 1927.
141. VIALOV, O. S.: Flysch du paléogène des Carpates Orientales. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 741—46, 1964.
142. VIGNEAUX, M.: Le Bassin d'Aquitaine. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 177—226, 1964.
143. WEILER, W.: Die Fischfauna des unteroligozänen Melanientons und des Rupeltons in der Hessischen Senke. Notizbl. d. Hess. Landesamt. Bodenforsch, Wiesbaden **39**, 44—65, 1961.
144. WOLANSKA, H.: Stratygrafia mikropaleontologiczna oligocenu Polski zachodniej. Kwart. geol. **1**, 149—56, 1962.
145. WOŹNY, E.: Macrofaune du Paléogène de Pologne, non compris les Carpates. Mém. du BRGM, Paris **28**, (Coll. Pal.) 555—65, 1964.

THE TYPES OF THE PYRENEAN MOVEMENTS AT THE EOCENE/OLIGOCENE  
BOUNDARY AND THEIR EFFECTS ON THE OLIGOCENE SEDIMENTATION  
IN EUROPE AND THE NEIGHBOURING REGIONS

By

N. MÉSZÁROS and E. DUDICH jr.

Abstract

The Pyrenean movements took place at the end of the Late Eocene and partly in the Early Oligocene, *i.e.* essentially later than the pre-Pyrenean-Balkan deformation. In many regions marine sedimentation set in between these two phases, producing a thick Upper Eocene series.

The manifestations of the Pyrenean orogeny are of rather great variety: folding, fault tectonics, final emergence, temporary emergence (non-marine sedimentation), facies changes (near-shore, brackish and lagunar deposits, sediments rich in organic substances), Lower Oligocene transgression. The changes are conspicuous in the fossil fauna and flora, too.

The "Late Pyrenean" movements lasted until the beginning of the Middle Oligocene ("Helvetian", "Massagetic" phases).

The igneous activity, connected with the Laramian and the pre-Pyrenean phases, respectively, continued. In contrast to the mostly eruptive to subvolcanic magmatism of the pre-Pyrenean phase, the intrusive type of magmatism seems to be characteristic of this phase.

The Pyrenean movements belong to the third, final, evolutionary stage of the Alpine geosynclinal system, which started with the pre-Pyrenean phase and lasted till the beginning of the Miocene.

The authors describe the manifestation of the Pyrenean movements in the order of the tectonically controlled sedimentary zones as given below:

- I. The stable platform zone north of the Alpine system,
- II. The "external" intermediary zone,
- III. The geosyncline branch of the Alps, Carpathians, Balkans and the Caucasus,
- IV. The "internal" intermediary zone,
- V. The intermediary zone south of the Atlas,
- VI. The North African Platform.

### ТИПЫ ПИРЕНЕЙСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ГРАНИЦЕ ЗОЦЕНА-ОЛИГОЦЕНА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ ОЛИГОЦЕНА В ЕВРОПЕ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Н. МЕСАРОШ и Э. ДУДИЧ МЛ.

#### Резюме

Пиренейские движения произошли на конце верхнего зоцена, в частности уже в нижнеолигоценовое время, значит, гораздо позже чем препиренейско-балканские движения. В ряде областей накопилась мощная морская толща верхнезоценового возраста в промежутке времени между обеими фазами.

Движения пиренейской фазы имели очень разнообразные последствия: складкообразование, сбросы, окончательное или временное поднятие и размыв (несогласное залегание), частичная регрессия (неморские отложения), фациальные изменения (прибрежные, солонатоводные и лагунные осадки, богатые органическим веществом осадки), трансгрессия в нижнеолигоценовое время.

Изменения наблюдаются также в составе фауны и флоры. Позднепиренейские движения длились до самого начала среднего олигоцена («гельветская» и «массагетская» фазы).

Магматизм, связанный с ларамийскими или, в частности, препиренейскими движениями, продолжался. В отличие от препиренейского, данный магматизм характеризуется в первую очередь не изверженно-субвулканическими, а интрузивными, глубинными образованиями.

Пиренейские движения относятся к третьей, заключительной стадии развития Альпийской геосинклинальной системы, которая взяла свое начало с препиренейской фазы и длилась до нижнего миоцена.

Проявления пиренейских движений рассматриваются по структурно-седиментационным зонам:

- I. Платформенная зона, располагающаяся к северу от Альпийско—Карпатско—Балканско—Кавказской геосинклинали,
- II. «Внешняя» эпиконтинентальная переходная зона,
- III. Зона Альпийской геосинклинали,
- IV. «Внутренняя» эпиконтинентальная переходная зона,
- V. Эпиконтинентальная переходная зона, лежащая южнее гор Атлас,
- VI. Северо-Африканская платформа.

## PALÄOMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGEN AN BASALTLAVEN VON UNGARN

Von

P. MÁRTON und E. SZALAY

GEOPHYSISCHES INSTITUT DER EÖTVÖS UNIVERSITÄT, BUDAPEST  
UND INSTITUT FÜR GEOPHYSIK, BUDAPEST

Die Richtung und Intensität der Magnetisierung wurde an 250 Proben aus 16 Vorkommen untersucht. Während der magnetischen Reinigung wiesen 172 Proben eine stabile Magnetisierung auf. Darauf folgend wurden die Polrichtungen für verschiedene Einzelvorkommen und die für das Pliozän und Pleistozän gültigen virtuellen Magnetpollagen berechnet.

Die für die verschiedenen Einzelvorkommen berechneten Magnetpole wandern den geographischen Nordpol der Erde herum. Als Ursache der Erscheinung kann die Säkularvariation des erdmagnetischen Feldes angesehen werden, vorausgesetzt, daß die Änderung nicht auf tektonische Bewegungen zurückzuführen ist.

Ein Teil der transdanubischen Proben ist normal magnetisiert, ein anderer Teil deren und die aus Nord-Nógrád stammenden Proben besitzen eine feldentgegen orientierte Magnetisierung. Die Selbstumkehr-Vorgänge wurden mittels der Curiepunkt-Messungen und der erzmikroskopischen Untersuchungen ausgeschlossen. Durch die feldgleichen und feldentgegen orientierten Magnetisierungen werden die ehemaligen Feldrichtungen widerspiegelt. Die Existenz der in entgegengesetzten Richtungen magnetisierten Gruppen bedeutet, daß die vulkanische Tätigkeit zeitlich unterschiedlich war.

### 1. Einleitung

Der erste Schritt unserer paläomagnetischen Untersuchungen war die Bearbeitung der aus Transdanubien und aus Nord-Nógrád stammenden Basaltlaven, um die für das Pliozän und Pleistozän gültige virtuelle Magnetpollage zu bestimmen. Wegen ihres jungen geologischen Alters können die nachträglichen Umwandlungen der magnetischen Minerale kaum in Betracht kommen. Die originale Lagerung wurde durch die tektonischen Bewegungen am mindesten gestört. (Von diesem Standpunkt aus kommen die vertikalen Verschiebungen nicht in Frage.)

### 2. Probeentnahme

Etwa 250 Proben wurden aus folgenden Vorkommen entnommen:

*Transdanubien*: 1. Uzsza-Szebike, 2. Sümeg, 3. Tátika, 4. Bazsi, 5. Zala-szántó, 6. Vindornyaszóls, 7. Hegyestű, 8. Gulács, 9. Badacsony, 10. Ságberg, 11. Haláp, 12. Kabberg, 13. Szentgyörgyberg; *ohne Nummer*: ein Gang südlich von Sümegprága, Diszel und Tótiberg (Abb. 1.a).

*Nord-Nógrád*: 14. Medves, 15. Pécskő, 16. Szilvaskő; *ohne Nummer*: Nagy und Kis Salgó, Nagykő (neben Bárna) (Abb. 1.b).

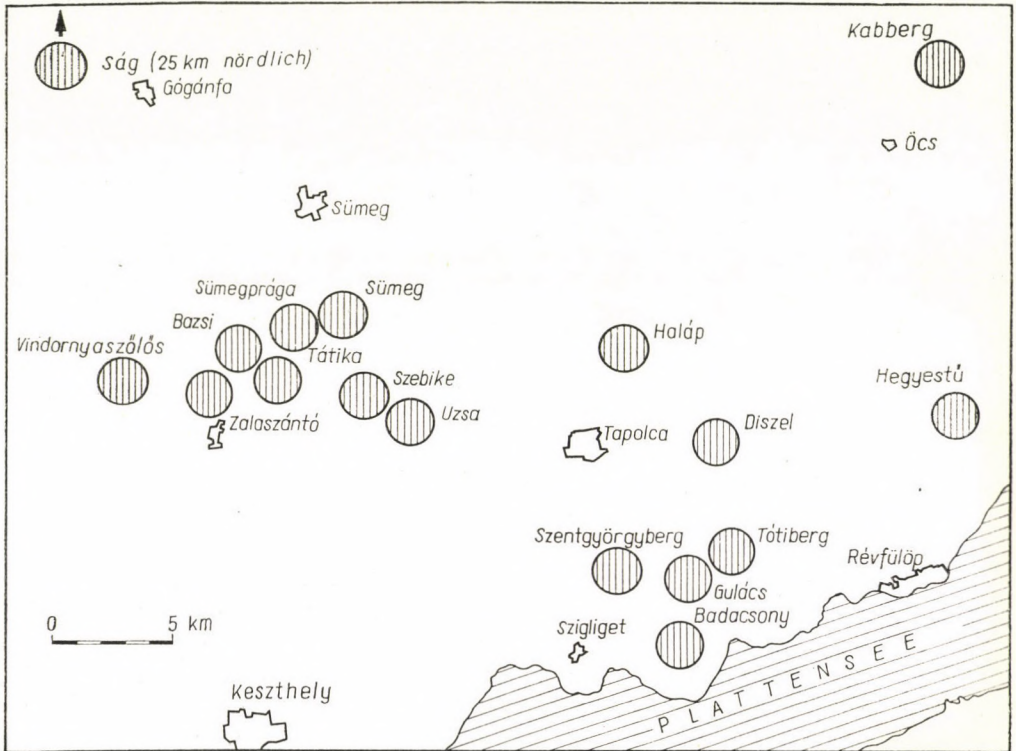


Abb. 1/a. Fundstellen (Transdanubien)

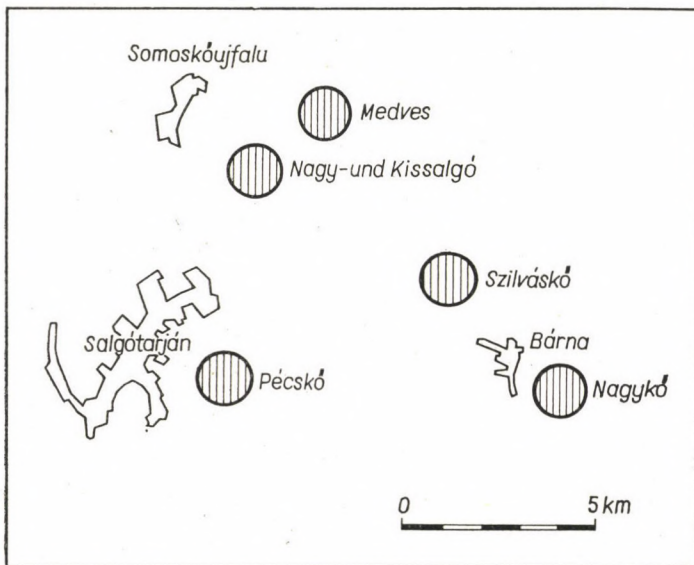


Abb. 1/b. Fundstellen (Nord-Nograd)

Unter diesen befinden sich Lavadecken, Stratovulkane, Schlotfüllungen aus wiederholten Explosionen und Vulkankegel aus einmaliger Eruption.

Es besteht in der chemischen Zusammensetzung der Laven kein großer Unterschied. Von Mauritz wurde die unterstehende Reihenfolge (zwischen engen Grenzen) festgestellt: Die Laven größter Basizität sind die der Tátika-Gruppe, die von Badaacsony, Gulács und Tótiberg; der Gehalt an Si nimmt in den Gesteinen von Ság, Nagyláz, Haláp, Szentgyörgyberg (und Somló) allmählich zu und erreicht seinen Höchstwert in den Basalten vom Kabberg. Der unterschiedliche Gehalt an Si und Alkalien könnte durch die Verschiedenartigkeit des Untergrundes verursacht werden.

Ogleich die Produkte der magmatischen Differentiation verschiedenen Grades bei den einzelnen Vulkanen erkennbar sind, kann daraus kein allgemeiner Schluss betreffs der Ausbruchsfolge gezogen werden.

### 3. Meß- und Bearbeitungsmethode

Die remanente Magnetisierung der Proben wurde mit einem »Rock-Generator\* gemessen. Da die natürliche remanente Magnetisierung die Resultante der die Gesteine berührenden Magnetisierungsprozesse ist, die ehemalige Feldrichtung dagegen durch die während der Abkühlung erhaltene thermoremanente Magnetisierung (TRM) repräsentiert wird, muß jede andersartige Magnetisierung aus den Gesteinen entfernt werden. Dazu dient, als wirksamste Methode, die Wechselfeldentmagnetisierung (AC Demagnetisation) oder magnetische Reinigung. Das Prinzip der Methode: durch die Entmagnetisierung werden jede Komponenten, die eine kleinere Koerzitivkraft als TRM besitzen, entfernt. Diese Komponenten sind bei den frischen magmatischen Gesteinen in erster Linie die isothermalen remanenten Magnetisierungen (IRM) (Abb. 2).

Eine gegen Wechselfeldentmagnetisierung instabile Magnetisierung wiesen einige Proben aus dem Gang südlich von Sümegprága und jene von Diszel und Tótiberg auf.

Die Proben von Kis- und Nagy-Salgó, ferner von Nagykő (neben Bárna) besitzen wahrscheinlich eine ideale Magnetisierung.

Die instabilen und ideal magnetisierten Proben wurden aus der Auswertung ausgeschlossen.

Aus den — nach der magnetischen Reinigung — gemessenen Werten, berücksichtigend die im Gelände gemessenen Azimute und Neigungen, wurden zwei charakteristische Winkel des lokalen Magnetfeldes, die Deklination (D) und die Inklination (I) berechnet (Abb. 3a, b, c). Darauffolgend wurden die

\* Wir benutzten zu unseren Untersuchungen von den für die paläomagnetischen Messungen allgemein angewandten Rock-Generatoren ein von P. Szemerédy gebautes Gerät (Empfindlichkeit  $10^{-4}$  CGS), publiziert von MÁRTON, P., SZEMERÉDY, P. und VÖRÖS, I. 1964.

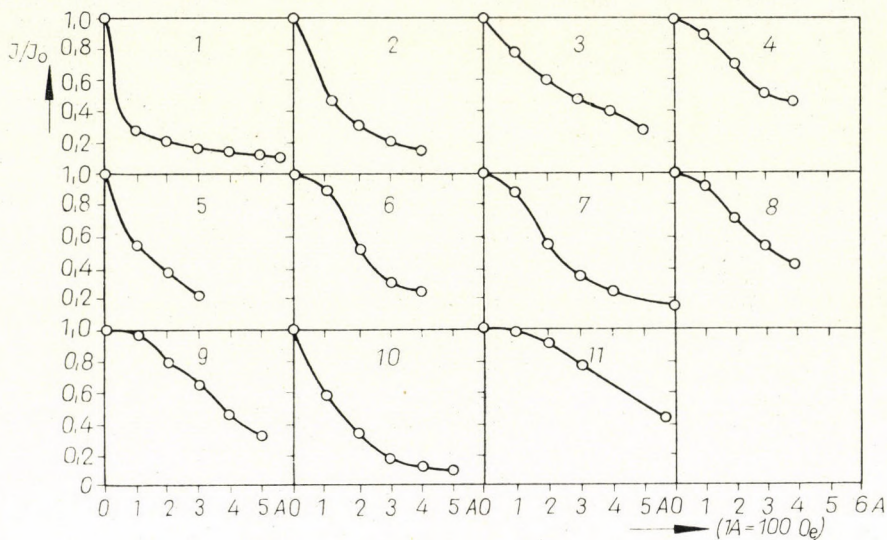


Abb. 2. Typische Wechselfeldmagnetisierungskurven  
 $I_0$  Natürliche remanente Magnetisierung;  $I$ : Remanente Magnetisierung nach der Wechselfeldmagnetisierung (bei 100, 200 usw. Oe). 1, 2, 3... 11: Nummern der Probestruppen

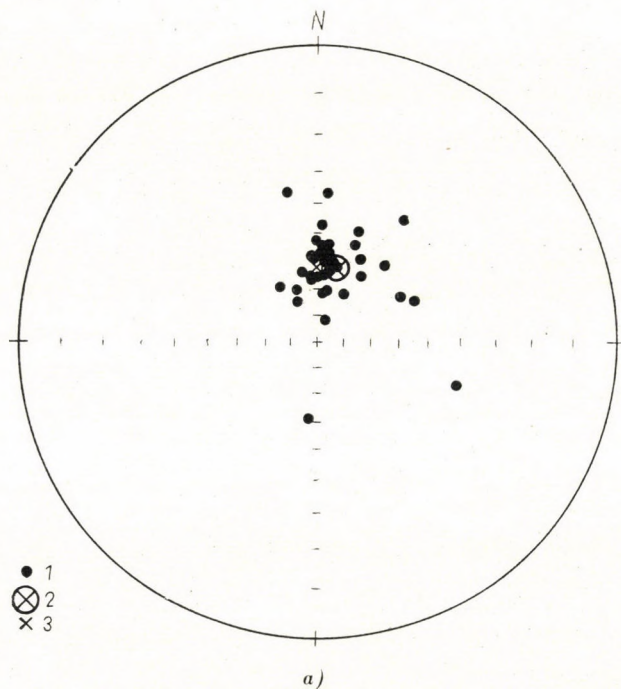
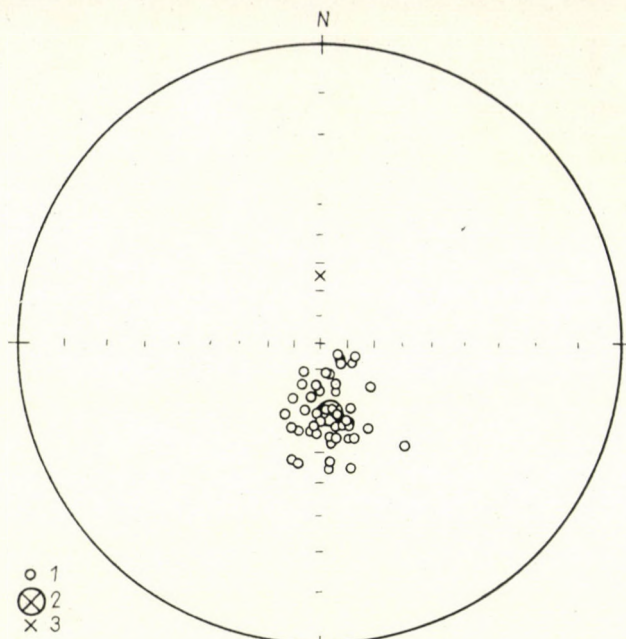


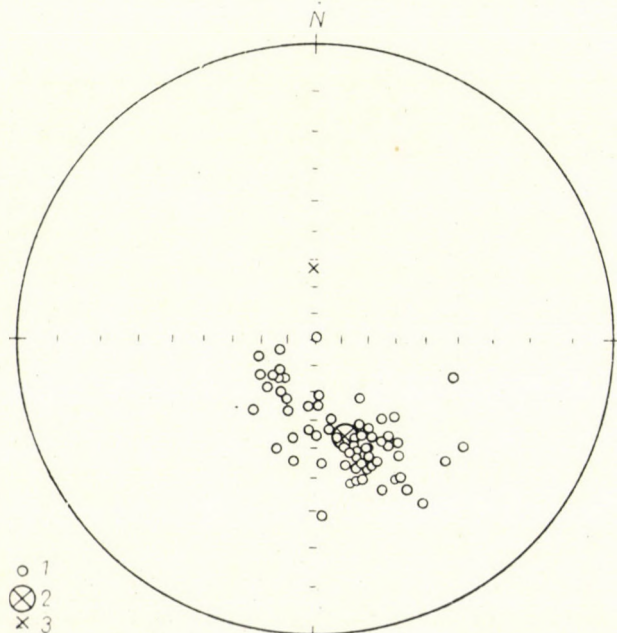
Abb. 3. Paläomagnetische Deklinations- und Inklinationswinkel, die mittleren Richtungen und Konfidenzkreise mit einer Wahrscheinlichkeit von 95%

Abb. 3/a. 1. Normal magnetisierte Proben; 2. mittlere Richtung mit dem Konfidenzkreise; 3. Richtung des heutigen Erdfeldes



b)

Abb. 3/b. 1. Invers magnetisierte Proben; 2. mittlere Richtung mit dem Konfidenzkreise;  
3. Richtung des heutigen Erdfeldes



c)

Abb. 3/c. 1. Invers magnetisierte Proben; 2. mittlere Richtung mit dem Konfidenzkreise;  
3. Richtung des heutigen Erdfeldes

mittleren Deklinations- und Inklinationswerte für die verschiedenen Einzelvorkommen, ferner die geographischen Koordinaten des Punktes berücksichtigt, die ehemalige virtuelle Magnetpollage bestimmt.

#### 4. Zuverlässigkeitsuntersuchungen

Weitere Untersuchungen wurden durchgeführt, um die Frage zu entscheiden, ob die von uns gemessenen Richtungen den ehemaligen magnetischen Feldrichtungen entsprechen, oder die Magnetisierung der Gesteinsproben außer dem ehemaligen Erdfeld auch durch andere Faktoren verursacht wurde.

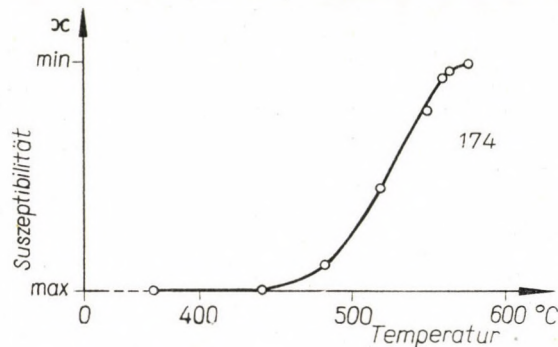


Abb. 4. Eine für den Magnetit charakteristische Suszeptibilitätsänderungskurve bei zunehmender Temperatur

In erster Linie können hier die zur Selbstumkehr neigenden Minerale, im Falle mehrerer magnetischen Komponenten die Wechselwirkung der magnetischen Phasen und nachträgliche chemische Vorgänge in Betracht kommen. Die Zuverlässigkeit unserer Ergebnisse wurde vermittels der Curiepunkt-Messungen und erzmikroskopischer Untersuchungen geprüft.

Die Curiepunkt-Messungen wurden durchgeführt, um entscheiden zu können, bei welcher Temperatur die Träger der Thermoremanenz ihre TRM erhalten hatten, und wie viele magnetische Komponenten von verschiedenem Curiepunkt in dem Gestein zu finden sind.

Aus unseren Untersuchungen ergab sich, daß die Mehrzahl unserer Proben ursprünglich nur ein einziges magnetisches Mineral enthält, dessen Curiepunkt bei verschiedenen Fundorten zwischen 200 °C und 575 °C variiert. Der Curiepunkt ist am selben Fundort annähernd konstant (Abb. 4).

Bei Erwärmungen entstehen fallweise auch Phasen von höherem Curiepunkt. Diese Erscheinung ist an den Sättigungsmagnetisierungskurven besonders gut zu sehen. Diese beweisen, daß bei wiederholter Erwärmung sich Komponenten von höherem Curiepunkt bilden. Die Erscheinung zeigt darauf, daß die magnetischen Minerale instabil sind. Die Richtung der Umwandlung

weist aber auf eine Zunahme der Phase von höherem Curiepunkt hin (Abb. 5). Nachdem das Vorkommen solcher Phasen in den ursprünglichen Gesteinen verschwindend gering ist, kann angenommen werden, daß solch eine Veränderung während der Entwicklung des Gesteines in entscheidendem Maße nicht stattgefunden hat.

*Erzmikroskopische Untersuchungen:* Durch die Curiepunkt-Untersuchungen werden die ferromagnetischen Minerale qualitativ nicht identifiziert und auch der Ursprung der gemessenen Magnetisierung wird nicht geklärt. Es

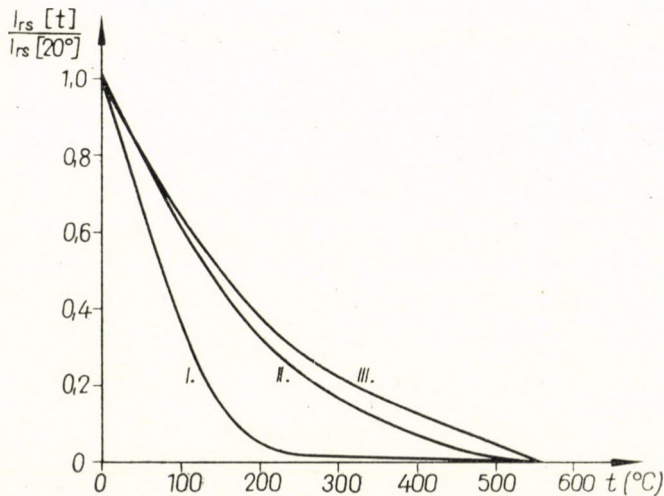


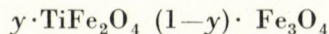
Abb. 5. Charakteristischer Ablauf der Sättigungsmagnetisierung bei zunehmender Temperatur.  $I_{rs}(20^\circ)$ : Sättigungsmagnetisierung bei  $20^\circ\text{C}$ ;  $I_{rs}(t)$ : Sättigungsmagnetisierung bei  $t^\circ\text{C}$ ; I, II, III: Eine Scheme, wo bei der wiederholten Erhitzungen die Kurven die Verschiebung der Curiepunkte zeigen

schien uns deshalb wichtig, die ferromagnetischen Minerale zu identifizieren und die Geometrie ihrer Lage zu entdecken. Zu diesem Zweck wurden erzmikroskopische Untersuchungen durchgeführt.

Die wichtigsten gesteinsbildenden ferromagnetischen Minerale sind die Glieder eines ternären Systems, die Glieder des  $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$  Systems.

Die größte Bedeutung weist die feste Lösung-Reihe auf, die an der Magnetit-Ulvöspinell-Linie liegt. Diese sogenannten Titanomagnetite machen 90% der ferromagnetischen Gesteinsbestandteile aus.

Bei den Titanomagnetiten ist der gesamte Mischungsbereich:



$$0 \leq y \leq 1.$$

Die Glieder der Reihe weisen bei Raumtemperatur Ferrimagnetismus im Intervalle  $0 < y < 0,8$  und Paramagnetismus im Intervalle  $0,8 < y < 1$  auf. Sie haben eine Invers-Spinellstruktur.

An der Hämatit-Ilmenit-Linie liegen die Glieder der Hämoilmenitgruppe. Bei der Hämoilmenitgruppe ist der gesamte Mischungsbereich:

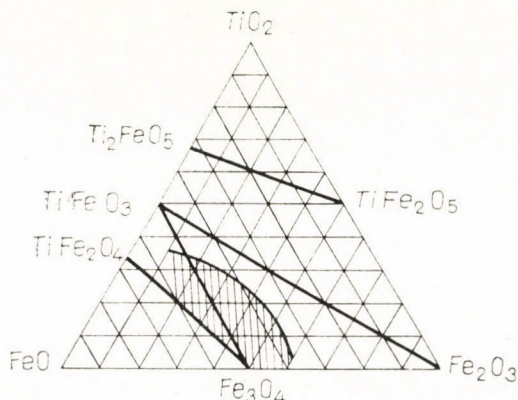
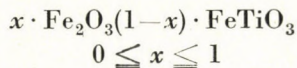


Abb. 6. Das FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub> System. Schraffiert: oxydierte Titanomagnetite

Die Glieder der Reihe:

$0,75 < x < 1$	(Ilmenit)	paramagnetisch
$0,75 > x > 0,5$	(ferromagnetischer Ilmenit)	ferromagnetisch
$0,5 > x > 0$	(Titanhämatit)	antiferromagnetisch

(Dem Antiferromagnetismus ist ein schwacher Ferromagnetismus überlagert).

Die Kristallstruktur ist rhomboedrisch.

Das schraffierte Feld der Abb. 6 entspricht den in der Spinellphase bleibenden oxydierten Titanomagnetiten.

Bei fortschreitender Oxydation bildet sich eine fehlgeordnete Spinellstruktur des Maghemits ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) bei einem Fe/O-Verhältnis von 1/1,5. Dieses Mineral weist gegenüber dem Magnetit eine Anzahl unbesetzter Oktaederplätze auf und besitzt demzufolge eine geringere Stabilität. Dies ist zugleich die Ursache für die Neigung, sich bei 200 °C in den rhomboedrischen Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) irreversibel umzuwandeln.

Die Identifizierung der ferromagnetischen Minerale und die Bestimmung der »Opakgeometrie« sind die wichtigsten Aufgaben der Erzmikroskopie vom Standpunkt des Gesteinsmagnetismus. Sind diese Ergebnisse bekannt,

so kann festgestellt werden, ob die Magnetisierung primär, sekundär oder komplex ist, und ob einer der Selbstumkehrvorgänge eine Realität besitzt oder nicht.

In unseren Proben sind die Titanomagnetite die Träger der Thermoremanenz. Sie erscheinen als isometrische gut ausgebildete Kristalle (ihre Größe beträgt 2–250  $\mu$ ), selten als Skelette (Sümeg, Tátika).

In den Titanomagnetiten kann der Ti-Gehalt durch Entmischung in Lamellen von der Größe von 5–8  $\mu$  selten ausgeschieden werden (Badacsony, Szebike, Tátika).

Neben dem an dem Titanomagnetit gebundenen Ilmenit kommt Ilmenit in vielen Proben selbständig vor. Sie sind typische Ilmenite, die keine Hämatitmoleküle enthalten. Sie haben ein schwaches Reflexionsvermögen, besitzen eine lilagraue Farbe und sind paramagnetisch.

In den Proben sind noch Spuren von Hämatit (1–0,5% des Opakmaterials) nachweisbar. Wegen ihrer sekundären Entstehung ist aber ihre Magnetisierung im Vergleich mit jener des Titanomagnetits verschwindend gering. Aus den Curiepunkt-Untersuchungen konnte keine eindeutige Schlußfolgerung betreffs der Anwesenheit des Hämatits gezogen werden.

Die Oxydation des Titanomagnetits zu Titanomaghemit hat, zwei Proben ausgenommen, nicht einmal begonnen (Tabelle I).

Zusammenfassend läßt sich somit behaupten, daß der Träger der Magnetisierung ein kubisches Mineral als ein Einkomponentensystem ist, bei dem magnetische Wechselwirkungen nicht auftreten.

Die gegen eine Wechselfeldentmagnetisierung stabilen Proben besitzen eine der ehemaligen Feldrichtung entsprechende Thermoremanenz.

## 5. Schlußfolgerungen

*Die virtuelle Magnetpollage im Pliozän und Pleistozän:* An Hand der für die paläomagnetischen Auswertungen als anwendbar erwiesenen 13 Vorkommen in Transdanubien und 3 Vorkommen in Nord-Nógrád wurden die entsprechenden Pollagen und die mittleren Pollagen berechnet (Tabelle II).

An Hand ihrer feldgleichen oder feldentgegen orientierten Magnetisierungen wurden die transdanubischen Vorkommen in zwei Gruppen eingeteilt.

Die Vorkommen von Nord-Nógrád gehören zu der Gruppe von feldentgegen orientierten Magnetisierungen.

*Säkularvariation:* Die für die Einzelvorkommen bestimmten Magnetpole wandern quasi um den geographischen Nordpol der Erde (Abb. 7) herum. Als Ursache der Erscheinung kann die Säkularvariation des erdmagnetischen Feldes angesehen werden, vorausgesetzt, daß diese Änderung nicht auf tektonische Bewegungen zurückzuführen ist. Der Verlauf der Säkularvariation

**Tabelle I**  
*Zusammenstellung der Ergebnisse der Curiepunkt-Messungen  
 und der erzmikroskopischen Untersuchungen*

	Fundstelle	Zeichen der Probe	Curie- Temperatur °C	Opakminerale
Transdanubien	1. Szebike	Sze—8	535 (400)	Titanomagnetit (+ Ilmenit eingelagert)
	2. Sümeg	Sü—8	236 (575)	Titanomagnetit, Ilmenit
	3. Tátika	710	—	Titanomagnetit
	4. Bazsi	699	—	Titanomagnetit (+ Hämatit)
	5. Zalaszántó	106	370	Titanomagnetit, Ilmenit (+ Hämatit)
	6. Vindornyaszállós	715	—	Titanomagnetit, Ilmenit
	7. Hegyestű	Ht—10	250 (500)	Titanomagnetit (+ Hämatit)
	8. Gulács	G—17	—	Titanomagnetit (+ Hämatit)
	9. Badacsony	6	—	Titanomagnetit (+ Ilmenit eingelagert)
	10. Ságberg	127	150 (550)	Titanomagnetit, Ilmenit
13. Szentgyörgyberg	249	355	Titanomagnetit (+ Ilmenit eingelagert) (+ Hämatit)	
Nord-Nógrád	14. Medves	108	570	Magnetit, Maghemit (+ Hämatit)
	14. Medves	196	150—200	Titanomagnetit, Ilmenit
	14. Medves	178	—	Titanomagnetit (+ Hämatit)
	14. Medves	187	—	Titanomagnetit (+ Hämatit)
	14. Medves	167	—	Titanomagnetit (+ Ilmenit eingelagert) (+ Ulvöspinell)
				Titanomaghemit
	15. Pécskő	239	340	Titanomagnetit (+ Hämatit)
16. Szilvaskő	243	370	Titanomagnetit	

kann, ohne die Reihenfolge der vulkanischen Tätigkeit zu kennen, nicht verfolgt werden.

*Normale und inverse Zonen:* Mittels der Curiepunkt-Messungen und erzmikroskopischer Untersuchungen waren die Selbstumkehrvorgänge auszuschließen. Es ist demzufolge festzustellen, daß die ehemaligen Feldrichtungen durch die feldgleichen und feldentgegen orientierten Magnetisierungs-Richtungen widerspiegelt werden. Die Existenz der in entgegengesetzten Richtungen magnetisierten Gruppen bedeutet, daß die vulkanische Tätigkeit zeitlich unterschiedlich war.

An Hand europäischer und amerikanischer Meßergebnisse kann folgende Zeitskala der Hauptfeldumkehrungen abgeleitet werden (Das Alter wurde durch radioaktive Altersbestimmung bestimmt: MC DOUGALL—TARLING).

**Tabelle II**  
Zusammenstellung der paläomagnetischen Untersuchungsergebnisse

Fundstelle	N	$I_n$ CGS $10^{-3}$	$I^\circ$	$D^\circ$	$\varkappa$	$\alpha$	$\Phi^\circ$	$\Delta^\circ$	$\Delta p^\circ$	$\Delta m^\circ$	
Transdanubien	1. Uza + Szebike	7	46.3	56.1	14.1	17.1	77	140	15.6	21.7	
	2. Sümeg	5	73.5	61.8	3.8	100.0	7.6	86	158	9.1	11.8
	3. Tátika	5	—	68.6	17.6	100.0	7.6	78	76	10.8	12.8
	4. Bazsi	6	—	58.9	1.1	166.6	5.2	83	190	5.7	7.6
	5. Zalaszántó	6	—	61.8	8.5	125.0	6.1	83	137	7.3	9.4
	6. Vindornya-szöllös	7	—	53.3	35.6	8.9	21.6	60.5	120	18.6	30.0
	7. Hegyestű	5	30.4	65.4	9.8	36.3	12.9	83	100	16.7	21.0
	8. Gulács	9	22.5	-74.4	164.6	66.6	6.5	-74	170	10.7	12.0
	9. Badacsony	7	19.4	-74.5	153.1	54.5	8.2	-69	159	13.5	14.8
	10. Ság	4	33.1	-72.9	179.1	75.0	10.5	-79	196	16.7	18.7
	11. Haláp	10	47.4	-56.3	187.0	50.0	6.9	-79	350	7.2	13.7
	12. Kabberg	12	11.0	-56.1	170.7	68.8	5.2	-78	54	5.3	7.5
	13. Szentgyörgyberg	5	24.2	-53.4	153.5	80.0	8.6	-72	72	8.3	12.1
Nógrád	14. Medves	55	12.2	-44.9	154.1	33.8	3.5	-60	72	2.8	4.4
	15. Pécskő	12	74.2	-70.1	218.1	55.0	5.9	-66	240	8.4	10.2
	16. Szilvaskő	7	18.2	-62.3	191.6	35.3	10.2	-82	244	12.4	15.8

## Bezeichnungen:

N = Anzahl der Proben

 $I_n$  = Mittlere Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung $I^\circ$  = Mittelwerte der Inklination $D^\circ$  = Mittelwerte der Deklination $\varkappa$  = Kennzahl für die Genauigkeit der Schätzung der mittleren Richtung nach Fischer $\alpha$  = Radius des Konfidenzkreises mit einer Wahrscheinlichkeit von 95, % $\Phi^\circ$  = (Breite) } Koordinaten der virtuellen Paläopolposition $\Delta^\circ$  = (Länge) } $\Delta p, \Delta m$  = Halbachsen des Konfidenzovals mit einer Wahrscheinlichkeit von 95%

0 —1 Mill. Jahre normal

1 —2,5 Mill. Jahre invers

2,5— Mill. Jahre normal

Zeitlich gesehen fällt die basaltvulkanische Tätigkeit von Transdanubien und von Nord-Nógrád — an Hand geologischer Daten — ins Pliozän und ins Altpleistozän.

Hinsichtlich der Reihenfolge der Eruptionen wurde von LÓCZY festgestellt, daß die Vulkane, die auf einem höheren Pliozän-Terrain liegen, älter sind als die, die auf einer niedrigeren denudierten Pliozän-Oberfläche liegen.

Gulács, Haláp, Tótiberg, Szentgyörgyberg, Badaacsony, Szebike, Tátika, die Kovácsier Berge und Ságberg wurden von LÓCZY zu den älteren Vulkanen gerechnet. Die jüngeren von uns untersuchten Fundstellen sind im Gang südlich von Sümegprága und die auf der Höhe des Weges zwischen Bazsi und Zalaszántó.

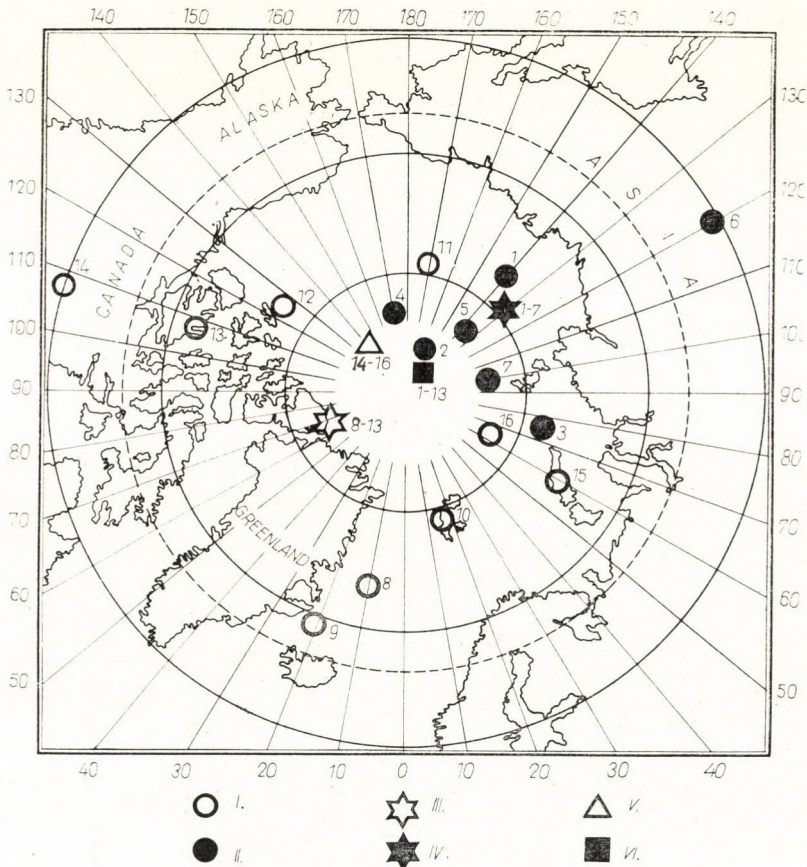


Abb. 7. Paläomagnetische virtuelle Polpositionen

- I.: invers magnetisierte Probegruppen II.: normal magnetisierte Probegruppen  
 III.: mittlere Richtung der invers magnetisierten Gruppen in Transdanubien  
 IV.: mittlere Richtung der normal magnetisierten Gruppen in Transdanubien  
 V.: mittlere Richtung der invers magnetisierten Gruppen in Nord—Nógrád  
 VI.: mittlere Richtung der transdanubischen Gruppen

An Hand unserer paläomagnetischen Messungen sind alle Vulkane, die von LÓCZY zu den älteren gerechnet wurden, in die inverse Zone (ausgenommen die Tátika Gruppe und die Kovácsier Berge [Bazsi, Zalaszántó, Vindornyasöllős]) zu stellen.

Die Laven, die als jünger betrachtet wurden, weisen eine feldgleiche Magnetisierung auf. (Die Proben des Ganges südlich von Sümegprága weisen zum Teil eine instabile Magnetisierung auf. Daher kommt es, daß diese Proben aus der statistischen Auswertung fehlen; die stabilen Proben sind alle normal magnetisiert.)

Werden die Ergebnisse der morphologischen Untersuchungen von LÓCZY mit den paläomagnetischen Daten verglichen, kann folgendes festgestellt werden:

Als höchstwahrscheinliche Eruptionszeit der invers magnetisierten, auf dem höheren Pliozän-Terrain liegenden Vulkane kann das Ende des Pliozäns angenommen werden. Anhand ihrer Inversmagnetisierung können auch die Eruptionen in Nord-Nógrád zeitlich ins Pliozän gerechnet werden.

Die auf denudiertem Untergrund pliozänen Alters liegenden normal magnetisierten Basaltlaven entstanden wahrscheinlich im Pleistozän. Wegen ihrer normalen Magnetisierung wird die ganze Tátika-Gruppe (inbegriffen auch die Kovácsier Berge) als ein jüngeres Explosionsprodukt (pleistozänen Alters) betrachtet.

Die Lavaströme des Kabberges flossen auf die Trias-Bildungen aus. Sie sind invers magnetisiert, und demzufolge können sie den älteren Eruptionen gleichgestellt werden.

Die auf der Trias liegende Lava von Hegyestű weist eine normale Magnetisierung auf: sie ist wahrscheinlich ein jüngeres Explosionsprodukt (pleistozänen Alters).

#### LITERATUR

1. DOELL, R. R.—COX, A.: Palaeomagnetism. *Advances in Geophysics* **3**, 221, 1961.
2. ЯНОВСКИЙ, Б. М.: Земной магнетизм. Изд. Лен. Унив. Ленинград, 1964.
3. JUGOVICS, L.: Die in der Umgebung von Salgótarján und Bárna befindlichen Basalt- und Basalttuff-Vorkommen. (Salgótarján és Bárna környékén előforduló bazaltok és bazalttufák). *Földt. Int. Évi Jel.* 957, 1936—38.
4. JUGOVICS, L.: Beiträge zum vulkanologischen Aufbau der Berge Tátika—Prága—Sarvaly. (Adatok a Tátika—Prága—Sarvaly-hegyek vulkanológiai felépítéséhez.) *Földt. Közl.* **78**, 196, 1948.
5. JUGOVICS, L.: Die Basalt-Vorkommen zwischen den Gemeinden Somoskő—Fülek—Ajnácskő. (Somoskő—Fülek—Ajnácskő között települő bazaltelőfordulások.) *Földt. Int. Évi Jel.* 643, 1939—40.
6. Храмов, А. Н. и др.: Методика палеомагнитных исследований. Гостоптехиздат. Москва, 1961.
7. LÓCZY, L.: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Wien, 1916.
8. MAURITZ, B.—HARWOOD, H. F.: Das basaltische Gestein des Ságberges (Sághegy) bei Celldömök in Ungarn. (A Sághegy bazaltja.) *Földt. Közl.* **67**, 241, 1937.
9. MAURITZ, B.: Die petrologischen Verhältnisse der transdanubischen Basaltgesteine. (A dunántúli bazaltok közetkémi viszonyai.) *Földt. Közl.* **78**, 134—169, 1948.
10. MÁRTON, P.—SZEMERÉDY, P.—VÖRÖS, I.: Paleomagnetische Untersuchungen in Ungarn. (Hazai paleomágneses vizsgálatok.) *Magyar Geofizika* **5**, 9, 1964.
11. MC DOUGALL, I.—TARLING, D. H.: Polarity Zones. *Nature* **202**, 171, 1964.
12. NAGATA, T.: Rock-Magnetism. Maruzen, Tokyo, 1961.

13. REICHERT, R.: Petrochemische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen der Umgebung von Salgótarján. (Újabb adatok a Salgótarján környéki bazaltos kőzetek petrokémiai ismeretéhez.) Földt. Közl. **55**, 181, 1925.
14. REICHERT, R.: Petrographische Beobachtungen an basaltischen Gesteinen aus dem Komitate Nógrád in Ungarn. I. (Petrográfiai megfigyelések nógrádmegyei bazaltokon. I.) Földt. Közl. **57**, 201, 1927.
15. STRAUZ, L.: Angaben zur Tektonik des Transdanubischen Neogens. (Adatok a dunántúli neogén tektonikájához.) Földt. Közl. **72**, 40, 1942.
16. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—ERDÉLYI, J.: Über die Zeolithbildung der Basalte der Balaton-egend. (A Balatonfelvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről.) Földt. Közl. **87**, 302, 1957.
17. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Neue Untersuchungen in der tertiären Vulkanzone der Karpaten. (A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről.) Földt. Közl. **88**, 171, 1958.
18. VADÁSZ, E.: Geologie von Ungarn. (Magyarország földtana.) Akad. Kiadó, Budapest. 1960.
19. VENDL, A.: Über den »Ilmenit« des Basaltes von Eresztvény. (Az eresztvényi bazalt "ilmenitje".) Földt. Közl. **42**, 911, 1912.
20. VITÁLIS, I.: Zur Wiederholung des Basaltergusses des Kabhegy. (Adatok a Kabhegy bazaltláva ömlésének a megismétlődéséhez.) Mat. és Term. Tud. Ért. **50**, 520, 1934.
21. VÖRÖS, I.: Iddingsitisierung im Basalte vom Kabhegy. (Iddingsitesedés a kabhegyi bazaltban.) Földt. Közl. **92**, 174, 1962.
22. WINKLER, A.: Über Entstehung und Alter der Basaltbrüche in östlichen Steierischen Becken am Rande der Kleinen Ungarischen Ebene. (A Kis-Magyar-Alföld szegélyén a kelet-stájer medencében fellépő bazaltkitörések kora és keletkezése.) Földt. Közl. **55**, 227, 1925.

## PALAEOMAGNETIC INVESTIGATIONS OF BASALT LAVAS FROM HUNGARY

By

P. MÁRTON—E. SZALAY

### Abstract

The orientation and intensity of magnetization were studied on 250 samples from 16 localities. During magnetic washing, 172 samples showed a stable magnetization. Afterwards, polar directions were calculated for various individual localities, and the virtual positions of the magnetic poles, as found for the Pliocene and the Pleistocene, were determined.

The magnetic poles calculated for the particular localities are scattered around the geographic North Pole of the Earth, a phenomenon for which the secular variation of the geomagnetic field seems to be responsible, provided that no tectonic movement has been involved.

Some of the samples from Transdanubia are normally magnetized, the rest and the samples from the North Nógrád have a magnetization opposed to the geomagnetic field. Self reversal has been excluded by Curie-point measurements and by observations under the ore microscope. Magnetizations, oriented parallel with, or opposite to, the geomagnetic field have reflected the ancient orientation of the Earth's magnetic field. The existence of reversely magnetized groups is an indication of age differences in volcanic activities.

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВАХ ВЕНГРИИ

П. МАРТОН—Э. САЛАЙ

### Резюме

Ориентация и интенсивность намагничивания горных пород изучались по 250 образцам из 16 местонахождений. При чистке 172 образца проявили стабильное намагничивание. На следующем этапе работы были вычислены ориентации полюсов для различных местонахождений, а также фактические положения магнитных полюсов в плиоценовое и плейстоценовое время.

Полученные для различных местонахождений магнитные полюсы разбросаны вокруг географического северного полюса земного шара. За причину данного явления принимается вековое изменение геомагнитного полюса при условии, если изменение не обусловлено тектоническими движениями.

Часть образцов из Задунайского края нормально намагничена, остальная часть, а также образцы, взятые в Северном Нограде имеют ориентацию намагничивания, противоположную геомагнитному полю. Процесс самообращения был исключен путем измерения точек Кюри и изучения образцов под рудным микроскопом. Ориентированные параллельно и противоположно геомагнитному полю магнетизмы отображают бывшие ориентации магнитного поля. Существование противоположно намагненных групп свидетельствует о том, что вулканическая деятельность происходила в различное время.



## INDEX

### MINERALOGY

- BÁRDOSSY, GY.—SAJGÓ, CS.: Aluminit in den Bauxitlagerstätten von Szőc, Ungarn 3

### ENDOGENE PETROLOGY

- ÁRKAI, P.: Correlations of Rate of Cooling, Texture and Mineralogical Composition in the Pyroxene Andesite Complex of the Cserhát Hills ..... 11  
 PANTÓ, GY.: Volcanism and Petrochemical Character of the Northern Börzsöny Mountains 31  
 SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—KLIBURSZKY, B.—PESTY, L.—TOMOR, E.—TOMSCHEY, O.: Experimental Simulation of Rock Metamorphism ..... 51  
 SZÁDECZKY-KARDOSS, E.—BÁRDOSSY, GY.—FÜRST, I.—PESTY, L.—KLIBURSZKY, B.—TOMOR, E.—TOMSCHEY, O.: On the Montmorillonite Facies ..... 61

### GEOCHEMISTRY, MINERALIZATION

- SZÉKY-FUX, V.: Petrometallogenesis of Late Tertiary Hydrothermal Ore Deposits in the Carpathian Region ..... 67  
 KOVÁCH, Á.—BALOGH, K.—PANTÓ, G.: Strontium Isotopic Ratios in Tertiary Igneous Rocks of the Tokaj Mountains, Northeastern Hungary ..... 79  
 FÖLDVÁRI-VOGL, M.—BÖJTÖS-VARRÓK, K.: Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn ..... 99  
 BARTA, I.: Hydrogeochemical Investigations in the Tokaj Mountains ..... 117

### SEDIMENTOLOGY, STRATIGRAPHY

- FÖLDVÁRI, A.—HAJDU-MOLNÁR, K.: Studies on the "Schlier" Formation. I. Granulometrical Types of the "Schlier" Formation in North Hungary ..... 167  
 FÖLDVÁRI, A.—SZŐÖR, GY.: Studies on the "Schlier" Formation. II. Granulometrical Types of the Austrian "Schlier" ..... 183  
 FÖLDVÁRI, A.—HAJDU-MOLNÁR, K.: Studies on the "Schlier" Formation. III. The Palaeogeography of the "Schlier" in North Hungary ..... 189  
 FÖLDVÁRI, A.—SZABÓ-SOMOCYVÁRI, K.: Studies on the "Schlier" Formation. IV. Foraminiferal Biofacies Zones of the "Schlier" in North Hungary ..... 193  
 KÖRÖSSY, L.: Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons ..... 199  
 RÓNAI, A.: The Pliocene-Pleistocene Boundary in the Hungarian Basin ..... 219  
 MIKLÓS, M.—PESTY, L.: Roundness of Grains in Unconsolidated Deposits, Visonta Lignite Prospect Area, Northeast Hungary ..... 231

### TECTONICS

- BALOGH, K.—KÖRÖSSY, L.: Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1 : 1 000 000 .... 255  
 MÉSZÁROS, N.—DUDICH, E. JR.: Die Typen der pyrenäischen Bewegungen an der Eozän/Oligozän-Wende und ihre Auswirkungen auf die oligozäne Sedimentbildung in Europa und in den Nachbargebieten ..... 263  
 MÁRTON, P.—SZALAY, E.: Paläomagnetische Untersuchungen an Basaltlaven von Ungarn 291

## INDEX AUTORUM

- Árkai, P. 11
- Balogh, K. 255  
Balogh, K. 79  
Barta, I. 117  
Bárdossy, Gy. 3, 61  
Böjtös-Varrók, K. 99
- Dudich, E. jr. 263
- Földvári, A. 167, 183, 189, 193  
Földvári-Vogl, M. 99  
Fürst, I. 61
- Hajdú-Molnár, K. 167, 189
- Kliburszky, B. 51, 61  
Kovách, Á. 79  
Kőrössy, L. 199, 255
- Márton, P. 291  
Mészáros, N. 263  
Miklós, M. 231
- Pantó, G. 79  
Pantó, Gy. 31  
Pesty, L. 51, 61, 231
- Rónai, A. 219
- Sajgó, Cs. 3  
Szabó-Somogyvári, K. 193  
Szalay, E. 291  
Szádeczky-Kardoss, E. 51, 61  
Széky-Fux, V. 67  
Szőőr, Gy. 183
- Tomor, E. 51, 61  
Tomschey, O. 51, 61

*Printed in Hungary*

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki szerkesztő: Farkas Sándor

A kézirat nyomdába érkezett: 1968. VI. 5. — Terjedelem: 26.75 (A/5) ív, 133 ábra (1 színes), 10 melléklet

68.65761 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

The *Acta Geologica* publish papers on geological and relative subjects in English, German, French and Russian.

The *Acta Geologica* appear in parts of various size, making up one volume yearly. Manuscripts should be addressed to:

*Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.*

Correspondence with the editors and publishers should be sent to the same address.

The rate of subscription to the *Acta Geologica* is 165 forints a volume. Orders may be placed with "Kultúra" Foreign Trade Company for Books and Newspapers (Budapest I., Fő utca 32. Account No 43-790-057-181) or with representatives abroad.

---

Les *Acta Geologica* paraissent en français, allemand, anglais et russe et publient des travaux du domaine des sciences géologiques.

Les *Acta Geologica* sont publiés sous forme des fascicules qui seront réunis en un volume par an.

On est prié d'envoyer les manuscrits destinés à la rédaction, à l'adresse suivante:

*Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.*

Toute correspondance doit être envoyée à cette même adresse.

Le prix de l'abonnement annuel est 165 forints.

On peut s'abonner à l'Entreprise du Commerce Extérieur de Livres et Journaux «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Compte-courant No. 43-790-057-181) ou à l'étranger chez tous les représentants ou dépositaires.

---

«*Acta Geologica*» публикует научные статьи из области геологических наук на русском, немецком, английском и французском языках.

«*Acta Geologica*» выходит отдельными выпусками разного объема. Несколько выпусков составляют один том.

Предназначенные для публикации рукописи следует направлять по адресу:

*Acta Geologica, Budapest 502, Postafiók 24.*

По этому же адресу направлять всякую корреспонденцию для редакции и администрации.

Подписная цена *Acta Geologica*, — 165 форинтов за том. Заказы принимает предприятие по внешней торговле книг и газет «Kultúra» (Budapest I., Fő utca 32. Текущий счет № 43-790-057-181), или заграничные представительства и уполномоченные.

Reviews of the Hungarian Academy of Sciences are obtainable  
at the following addresses:

## ALBANIA

Ndermarja Shtetnore e Botimeve  
Tirana

## AUSTRALIA

A. Keesing  
Box 4886, GPO  
Sydney

## AUSTRIA

Globus Buchvertrieb  
Salzgries 16  
Wien I

## BELGIUM

Office International de Librairie  
30, Avenue Marnix  
Bruxelles 5  
Du Monde Entier  
5, Place St. Jean  
Bruxelles

## BULGARIA

Raznoiznos  
1, Tzar Assen  
Sofia

## CANADA

Pannonia Books  
2, Spadina Road  
Toronto 4, Ont.

## CHINA

Waiwen Shudian  
Peking  
P. O. B. 88

## CZECHOSLOVAKIA

Artia  
Ve Směčkách 30  
Praha 2  
Poštová novinová služba  
Dovoz tisku  
Vinohradská 46  
Praha 2  
Maďarská Kultura  
Václavské nám. 2  
Praha I  
Poštova novinová služba  
Dovoz tlače  
Leningradská 14  
Bratislava

## DENMARK

Ejnar Munksgaard  
Nørregade 6  
Copenhagen

## FINLAND

Akateeminen Kirjakauppa  
Keskuskatu 2  
Helsinki

## FRANCE

Office International de Documentation  
et Librairie  
48, rue Gay Lussac  
Paris 5.

## GERMAN DEMOCRATIC REPUBLIC

Deutscher Buch-Export und Import  
Leninstraße 16  
Leipzig 701  
Zeitungsvertriebsamt  
Clara Zetkin Straße 62  
Berlin N. W.

## GERMAN FEDERAL REPUBLIC

Kunst und Wissen  
Erich Bieber  
Postfach 46  
7 Stuttgart 5.

## GREAT BRITAIN

Collet's Holdings Ltd.  
Dennington Estate  
London Rd.  
Wellingborough, Northants.  
Robert Maxwell and Co. Ltd.  
Waynflete Bldg. The Plain  
Oxford

## HOLLAND

Swetz and Zeitlinger  
Keizersgracht 471—487  
Amsterdam C  
Martinus Nijhof  
Lange Voorhout 9  
The Hague

## INDIA

Current Technical Literature  
Co Private Ltd.  
India House OPP  
GPO Post Box 1374  
Bombay I

## ITALY

Santo Vanasia  
Via M. Macchi 71  
Milano  
Libreria Commissionaria Sansoni  
Via La Marmora 45  
Firenze

## JAPAN

Nauka Ltd.  
92, Ikebukuro O-Higashi 1-chome  
Toshima-ku  
Tokyo  
Maruzen and Co. Ltd.  
P. O. Box 605  
Tokyo-Central  
Far Eastern Booksellers  
Kanda P. O. Box 72  
Tokyo

## KOREA

Chulpanmul  
Phenjan

## NORWAY

Johan Grundt Tanum  
Karl Johansgatan 43  
Oslo

## POLAND

Ruch  
ul. Wronia 23  
Warszawa

## ROUMANIA

Carlimes  
Str. Aristide Briand 14—18  
București

## SOVIET UNION

Mezhdunarodnaya Kniga  
Moscow G—200

## SWEDEN

Almqvist and Wiksell  
Gamla Brogatan 26  
Stockholm

## USA

Stechert Hafner Inc.  
31, East 10th Street  
New York, N. Y. 10003  
Walter J. Johnson  
111, Fifth Avenue  
New York, N. Y. 10003

## VIETNAM

Xunhasaba  
19, Tran Quoc Toan  
Hanoi

## YUGOSLAVIA

Forum  
Vojvode Mišića broj 1  
Novi Sad  
Jugoslovenska Knjiga  
Terazije 27  
Beograd