

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS V.

1961

REDICIT:

L. EGYED



BUDAPEST

1962

ANNALES

UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO BIOLOGICA
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO CHIMICA
inceptit anno MCMLIX.

SECTIO GEOLOGICA
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO HISTORICA
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO IURIDICA
inceptit anno MCMLIX.

SECTIO MATHEMATICA
inceptit anno MCMLVIII.

SECTIO PHILOLOGICA
inceptit anno MCMLVII.

SECTIO PHILOSOPHICA
inceptit anno MCMLXII.

A BODY-WAVE MAGNITUDE EQUATION FOR SHALLOW-FOCUS EARTHQUAKES

E. BISZTRICSÁNY and Z. KISS

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received the 21. August, 1961)

SUMMARY

The authors have determined the magnitude equation for body waves from the recordings of the Wiechert seismograph in Budapest. On plotting instead of the $m-q$ values the m values against Δ^2 , a roughly identical graph was obtained. This, in agreement with earlier results of the authors [8], suggests that no conclusions as to the Gutenberg channel may be drawn from the shape of the magnitude-equation graph.

Introduction

The notion of magnitude for nearby earthquakes (denoted M_L) was defined in 1935 by C. F. Richter [1]. Later on, in 1936 and 1945, respectively, the magnitude scale used up to then was extended by B. Gutenberg and C. F. Richter [2, 3] to faraway earthquakes on the basis of surface waves (denoted M_S). Finally, the magnitude M_B based on body waves, was defined in 1945 by Gutenberg [4].

Later on, however, the mentioned authors have pointed out, that the magnitudes determined in the three different ways, M_L , M_B and M_S , are not identical in the general case [5]. The deviations increase if the magnitude of the shock increases above 7 or decreases under 6. The reasons for the differences between the three magnitude values may be:

a) In the factor $e^{-ch/\lambda}$ occurring in the amplitude equation of the surface waves, c is a constant, h is the focal depth, λ is the wavelength, e is the basis of natural logarithms. For bigger shocks, λ is significantly greater in the neighbourhood of the focus than for smaller shocks. Moreover, in the case of bigger shocks, a rifting takes place on the surface, which results in an appropriate decrease of h .

b) The term M_1 may be influenced by the variation of the magnification of the torsion seismograph with the period of the wave.

In earlier times, the magnitudes determined from the body waves were corrected against the M_S value and the corrected result was denoted M_B . By reason of Point a), the opposite would have been more correct. In the sense of the above-said, B. Gutenberg proposed the acceptance of a so-called „unified magnitude” m , defined by

$$m = \frac{m_B + m_S}{2}$$

where m_B is the magnitude determined directly, without any correction from the body waves, whereas m_S denotes the value of M_S corrected against m_S . Hence, practically,

$$m = m_B$$

In the present paper it is our purpose to determine the m -magnitude equation for the Budapest station and for shallow earthquakes.

Principle of the method employed

The „unified magnitude” has been defined by B. Gutenberg as follows:

$$m = Q + q + s \quad (1)$$

where Q is a quantity depending on the epicentral distance and on the depth h of the focus, $q = \log \frac{A}{T}$, A is the effective ground motion in microns as computed from the maximum amplitude of the horizontal or vertical component of a body wave, T is the period of the wave in sec, and s is a station constant.

For the purpose of setting up, the magnitude equation we have determined from the Budapest records of shallow earthquakes of known magnitude the ratios q and have plotted the values

$$m - q = Q + s = Q(\Delta) \quad (2)$$

against the distance Δ . By using equations of the type $m = Q(\Delta) + q$, we shall be able to determine the magnitudes of future earthquakes.

The record material and its evaluation

The magnitude equation was determined for the horizontal Wiechert seismograph set up in Budapest for both P and S waves*.

We have chosen shallow earthquakes recorded in the period 1927 through 1957. On the records, the maximum amplitude (A_{\max}) and the period (T) of the P and S arrivals could be established unequivocally (Table I.) It is to be noted that the identification of the maxima of the P and especially of the S arrivals is rather difficult, particularly for epicentral distances from which the different phases arrive nearly simultaneously.

Thus, the determination of the maximum amplitude could become open to doubt. In our opinion, this may be one of the sources of error of the magnitude m as determined from body waves.

From the amplitudes a_{N-S} and a_{E-W} , read off the records of the two horizontal components, we have computed the effective ground motions A_{N-S} and A_{E-W} by the generally employed method. The two values were vectorially composed and the periods were averaged.

* The characteristic period of the instrument, $T_0 \sim 10$ sec, the static magnification, $V \sim 200$, the damping ratio, $\varepsilon \sim 4$.

In the Bulletins, m -magnitudes are rather scarce as yet. We have utilized the m -magnitudes given by Rome and, the values given in C. F. Richter's book *Elementary seismology* (1958) for some big earthquakes of earlier times (these were denoted in the table by asterisks).

The rest of the magnitudes were taken from the *Pasadena Bulletins* and for an even greater number of shocks from the volume *Seismicity of the Earth* (1954) of B. Gutenberg and C. F. Richter. However, we have corrected the latter magnitudes by to the formula

$$m_B = 0,63 M_S + 2,5 \quad (3)$$

We have evaluated 78 shallow earthquakes. These have furnished 62 q -values for the P wave and 60 for the S wave.

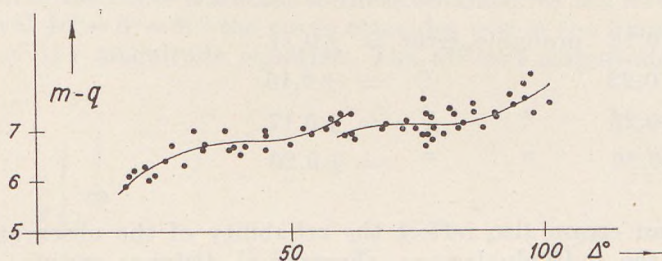


Fig. 1. The data of the P wave and the diagrams of the magnitude equations calculated therefrom.

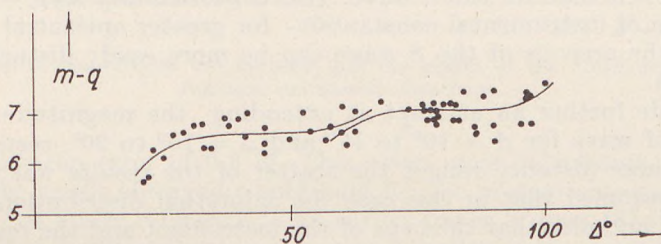


Fig. 2. The data of the S wave and the diagrams of the magnitude equations calculated therefrom.

In agreement with equation (2) we have plotted the $m-q$ values against distance for the P wave (Fig. 1) and for the S wave (Fig. 2). In both cases, the point sets obtained were approximated by two third-order curves each:

$$\alpha \Delta^3 + \beta \Delta^2 + \gamma \Delta + \delta = m - q \quad (4)$$

where Δ is the epicentral distance in degrees. The constants α , β , γ and δ were determined by a least-squares adjustment. In this way the following equations were obtained:

for the P wave:

$$Q'(\Delta) = 0,00005297 \Delta^3 - 0,006475 \Delta^2 + 0,2697 \Delta + 2,93 \quad 17^\circ < \Delta < 55^\circ \quad (5)$$

$$Q''(\Delta) = 0,00001672 \Delta^3 - 0,0032883 \Delta^2 + 0,21828 \Delta + 2,16 \quad 55^\circ < \Delta < 100^\circ \quad (6)$$

for the S wave:

$$Q'(\Delta)_s = 0,00007529 \Delta^3 - 0,010388 \Delta^2 + 0,4645 \Delta - 0,06 \quad 20^\circ < \Delta < 65^\circ \quad (7)$$

$$Q''(\Delta)_s = 0,000115078 \Delta^3 - 0,0276883 \Delta^2 + 2,20027 \Delta - 50,76 \quad 65^\circ < \Delta < 100^\circ \quad (8)$$

The mean errors of the observed values, on which the curves representing equations (5), (6), (7) and (8) were based, were, in that order,

$$\mu_5 = \pm 0,16 \quad \text{probable error} = \pm 0,11$$

$$\mu_6 = \pm 0,23 \quad \text{''} \quad \text{''} = \pm 0,16$$

$$\mu_7 = \pm 0,25 \quad \text{''} \quad \text{''} = \pm 0,17$$

$$\mu_8 = \pm 0,29 \quad \text{''} \quad \text{''} = \pm 0,20$$

The mean errors also reflect the reliability of the observation material utilized for the individual wave phases and distance ranges, respectively.

Even with a careful selection of the records, the error of the $\frac{a}{T}$ ratio will be greater for the S than for the P wave. This is particularly true — disregarding the influence of instrumental constants — for greater epicentral distances, in which case the arrivals of the S wave can be more easily disturbed by other wave phases.

We made further an attempt at extending the magnitude equation for both types of wave for $\Delta = 10^\circ$ to 17° and $\Delta = 10^\circ$ to 20° , respectively. However, for these distance ranges the scatter of the results was considerable. It is to be assumed that in this case the azimuthal distribution of energy is not uniform, and also that the type of the instrument and the recording speed have a disadvantageous influence on the resolution of the record. This is why we have refrained from establishing the magnitude equations also for these intervals.

II.

After having set up the magnitude equations for the two body waves, let us consider 1. whether the method applied for establishing the equations was correct and 2. whether the results furnished by these equations are correct. Let us consider Figs. 1. and 2. and ask whether it was worth while to adjust for a third-degree equation. The points of Fig. 1. fall along a straight line with a few exceptions, whereas for the points of Fig. 2. there is not even a single exception. The reason for which we have carried out a third-degree

adjustment was that the previous workers [6, 7] also did so. However, also their equations had a certain defect, which we have analyzed in detail in one of our foregoing papers [8]. What does the fact mean that the points can be approximated satisfactorily with a straight line? Clearly, that there is no sudden change of energy around 20° epicentral distance. We have plotted the magnitude data utilized for the establishing of the magnitude equation of Budapest, corrected by the equation $m_B = 0,63 M_S + 2,5$ against Δ° . We have approximated this plot by a third-order curve (Fig. 3.). It is seen that in the interval $20^\circ < \Delta^\circ < 40^\circ$ also this curve has a negative slope, and that in the interval $80^\circ < \Delta^\circ < 100^\circ$. the curve is convex when viewed from below. The equation of the curve is

$$M(\Delta^\circ) = 0,0000105 \Delta^3 - 0,00194 \Delta^2 + 0,0115 \Delta + 4,876$$

The equation of the curve is similar to those obtained for the waves. Moreover, in the interval $40^\circ < \Delta^\circ < 80^\circ$ the curve coincides within the limit of error with the curves of the magnitude equation. The utilized magnitude data fit the

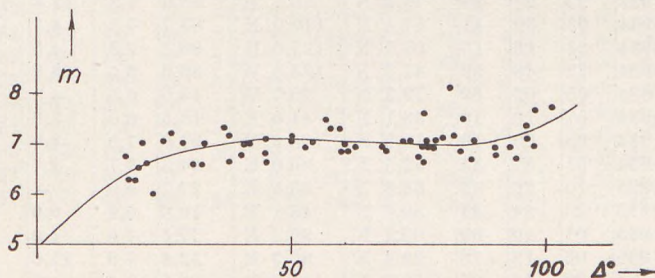


Fig. 3. Magnitudes vs. distance and the graph of the third-degree function calculated therefrom.

curve with a mean error of $0,3 M$. This mean error calculation would not be justified if the result obtained would hold for the present case only. However, let us point out under reference to an earlier paper of ours [8] that the curve of the magnitudes utilized was in every case similar to the curve of the magnitude equation. The magnitude equation for Prague has a negative slope in the interval $10^\circ < \Delta^\circ < 20^\circ$ [6]. So has the line of the magnitudes utilized. Also the straight lines and third-degree curves of the magnitude equation for Bucurest [7] are paralleled by the curves of the magnitudes utilized. Thus, after all, it is most dubious whether the existence of the Gutenberg-channel is truly proved by the amplitude changes of the body waves.

We wish to express also here our sincerest thanks for the painstaking work of L. Zilahi-Sebess who carried out the calculations connected with the determination of the third-degree curves on an electronic computer.

Table I.

No.	Date	Time			Location		Δ°	M	P		S	
		h	m	s	φ	λ			T	A	T	A
									(sec)	(μ)	(sec)	(μ)
1.	22, 5, 1927	22	32	32	36,8 N	102,8 E	60,0	7,7	—	—	14,7	176,7
2.	9, 10, 1928	03	01	00	16,2 N	97,2 W	94,7	7,6	—	—	13,7	48,4
3.	2, 2, 1929	00	00	14	01,5 S	21,8 W	60,5	7,1	3,1	3,6	—	—
4.	22, 2, 1929	20	41	39	10,6 N	42,5 W	63,1	7,2	4,9	8,2	11,4	30,6
5.	1, 5, 1929	15	37	22	38,0 N	56,8 E	28,9	7,1	4,6	18,9	7,0	17,5
6.	26, 5, 1929	22	39	54	50,2 N	130,7 W	78,9	7,0	—	—	10,8	17,4
7.	18, 11, 1929	20	31	45	44,6 N	56,0 W	50,1	7,2	3,7	8,0	9,5	36,5
8.	6, 5, 1930	22	34	27	37,0 N	44,0 E	21,1	7,2	2,2	12,5	14,6	379,6
9.	10, 2, 1931	06	34	32	05,3 S	102,5 E	89,5	7,1	5,1	2,5	13,3	22,8
10.	27, 4, 1931	16	50	45	38,7 N	46,1 E	21,4	6,5	2,6	11,2	9,7	63,2
11.	24, 8, 1931	21	35	30	30,2 N	67,7 E	40,8	7,0	4,8	7,9	16,8	42,1
12.	25, 9, 1931	05	59	52	05,1 S	102,7 E	89,5	7,4	—	—	9,5	55,5
13.	25, 3, 1932	23	58	31	62,5 N	152,5 W	69,0	6,9	5,3	3,1	—	—
14.	14, 5, 1932	13	11	00	00,5 N	126,0 E	101,0	7,7	5,4	8,2	—	—
15.	18, 6, 1932	10	12	15	19,2 N	104,2 W	96,2	7,8	5,0	3,3	9,4	11,4
16.	2, 3, 1933	17	31	01	39,1 N	144,7 E	80,8	8,1	3,4	16,9	—	—
17.	20, 11, 1933	23	21	38	73,3 N	70,7 W	45,0	7,3	12,4	16,4	11,5	89,9
18.	14, 2, 1934	03	59	41	17,4 N	119,0 E	83,7	7,5	4,5	10,6	10,1	10,3
19.	15, 4, 1934	22	15	19	07,7 N	127,0 E	96,2	7,3	4,5	0,7	12,2	7,2
20.	6, 7, 1934	22	48	59	41,2 N	125,8 W	86,0	6,5	3,9	0,5	12,2	11,2
21.	31, 8, 1934	05	02	52	73,3 N	70,7 W	45,0	6,5	4,8	2,5	9,8	13,0
22.	12, 11, 1934	07	19	16	38,1 N	41,0 E	18,5	6,0	3,6	4,9	—	—
23.	30, 11, 1934	02	05	16	18,2 N	105,8 W	97,9	7,0	4,9	1,7	—	—
24.	15, 12, 1934	01	57	44	31,5 N	89,0 E	54,3	7,1	2,7	3,0	14,0	29,3
25.	5, 3, 1935	10	26	42	36,3 N	53,5 E	27,7	6,0	—	—	8,7	5,6
26.	1, 5, 1935	10	24	44	39,6 N	43,1 E	19,0	6,0	5,9	6,4	—	—
27.	3, 8, 1935	01	10	09	05,1 N	96,2 E	77,5	7,0	4,9	2,6	13,4	12,3
28.	27, 5, 1936	06	19	18	28,4 N	83,3 E	52,5	7,0	11,6	8,2	10,9	7,6
29.	2, 11, 1936	20	46	03	38,3 N	141,9 E	80,3	7,3	4,2	6,3	4,7	4,4
30.	13, 11, 1936	12	31	27	56,2 N	163,3 E	72,1	7,2	9,6	10,5	—	—
31.	7, 1, 1937	13	20	38	35,5 N	97,7 E	57,7	7,6	9,2	9,6	14,4	56,8
32.	19, 5, 1938	17	08	30	00,5 S	119,2 E	97,2	7,5	—	—	13,7	83,7
33.	23, 5, 1938	07	18	28	36,5 N	141,6 E	81,9	7,4	7,8	5,7	12,8	27,6
34.	10, 6, 1938	09	53	37	25,3 N	125,2 E	81,9	7,7	—	—	13,7	23,5
35.	20, 6, 1938	23	50	31	41,9 N	75,8 E	39,9	6,75	2,9	4,7	9,8	7,0
36.	10, 10, 1938	20	48	07	02,2 N	126,9 E	100,3	7,3	—	—	11,6	3,8
37.	17, 11, 1938	03	54	34	55,6 N	157,7 W	77,2	7,2	8,0	4,2	7,6	9,1
38.	8, 5, 1939	01	46	48	37,0 N	23,9 W	33,1	7,1	4,1	7,6	8,0	34,9
39.	16, 4, 1940	06	07	41	52,4 N	173,5 E	78,1	7,0	4,7	5,7	—	—
40.	4, 5, 1940	21	01	55	35,8 N	58,1 E	31,1	6,5	3,3	1,1	9,6	5,8
41.	20, 4, 1941	17	38	25	39,2 N	70,7 E	37,8	6,5	2,4	2,3	9,4	6,4
42.	18, 6, 1941	11	09	09	52,0 N	34,0 W	33,9	6,25	—	—	5,6	6,8
43.	20, 10, 1942	23	21	45	07,9 N	122,4 E	92,7	7,1	2,2	0,4	—	—
44.	10, 11, 1942	11	41	25	49,4 S	30,6 E	97,6	7,7	5,0	1,8	—	—
45.	12, 1, 1946	20	25	33	59,2 N	149,1 W	73,2	7,2	2,0	1,4	12,3	12,1
46.	27, 7, 1946	16	25	42	35,6 N	45,8 E	23,1	5,5	3,3	2,2	5,3	2,4
47.	2, 11, 1946	18	28	29	41,8 N	71,7 E	37,3	7,6	6,3	12,7	8,4	20,8
48.	4, 11, 1946	21	47	44	40,0 N	54,6 E	26,6	7,5	6,4	19,1	10,8	49,0
49.	21, 12, 1946	10	18	43	44,1 N	148,2 E	78,4	7,2	—	—	7,9	5,7
50.	17, 3, 1947	08	19	32	33,5 N	99,5 E	60,1	7,6	3,9	4,0	12,6	18,1
51.	14, 4, 1947	07	15	29	43,6 N	148,9 E	79,1	7,1	—	—	7,6	8,0
52.	24, 4, 1947	19	35	09	07,9 N	38,4 W	62,5	7,0	5,3	2,2	8,5	6,4
53.	5, 8, 1947	14	24	07	24,9 N	63,5 E	41,6	7,1	4,6	7,2	10,9	11,0

Table I.

No.	Date	Time			Location		A°	M	P		S	
		h	m	s	φ	λ			T (sec)	A (μ)	T (sec)	A (μ)
54.	16. 10. 1947	02	09	44	64,2 N	148,3 W	68,2	7,0	—	—	15,0	13,3
55.	4. 11. 1947	00	09	07	43,8 N	141,0 E	75,7	7,1	—	—	8,2	5,2
56.	23. 2. 1949	16	08	07	42,2 N	84,1 E	45,2	6,78	5,2	7,5	6,3	7,2
57.	21. 5. 1949	21	40	11	37,0 N	142,0 E	81,4	6,61	—	—	6,8	2,2
58.	17. 8. 1949	18	44	13	39,5 N	40,6 E	17,5	6,75	4,1	26,5	—	—
59.	22. 8. 1949	04	01	12	53,8 N	133,2 W	76,4	7,6	7,7	7,7	—	—
60.	4. 10. 1949	10	20	23	01,0 S	21,0 W	59,6	6,85	4,5	2,5	—	—
61.	7. 10. 1949	12	02	20	33,7 S	57,7 E	87,9	6,97	5,2	4,0	8,5	3,5
62.	9. 12. 1949	03	03	50	17,0 N	121,5 E	85,8	7,04	6,0	2,5	10,9	40,9
63.	2. 2. 1950	23	33	37	21,7 N	100,2 E	68,4	7,0	2,4	1,3	8,4	2,8
64.	14. 12. 1950	14	15	50	17,0 N	98,0 W	95,6	7,09	—	—	10,0	8,4
65.	13. 2. 1951	22	12	55	56,0 N	156,2 W	76,8	7,0	4,8	5,5	7,8	10,5
66.	18. 7. 1951	09	06	13	00,5 N	26,5 W	61,2	6,9	4,5	4,0	12,8	42,5
67.	18. 11. 1951	09	35	45	30,5 N	91,5 E	56,8	7,5	2,5	6,60	14,6	165,6
68.	9. 3. 1952	17	03	43	42,0 N	143,5 E	77,9	7,0	4,7	3,3	6,6	7,7
69.	30. 9. 1952	12	52	00	28,5 N	102,0 E	64,9	6,5	—	—	9,3	5,2
70.	5. 1. 1953	10	06	25	49,0 N	156,0 E	76,5	7,0	4,0	8,4	10,6	10,8
71.	19. 5. 1953	03	11	06	51,0 N	159,0 E	75,8	6,5	2,3	1,1	—	—
72.	26. 11. 1953	08	14	12	34,0 N	141,0 E	83,4	6,8	3,2	2,0	10,0	9,8
73.	25. 12. 1953	01	51	26	52,0 N	159,5 E	75,3	6,75	5,0	2,0	—	—
74.	2. 7. 1954	02	45	08	13,0 N	124,5 E	89,5	6,75	2,4	0,7	8,1	1,7
75.	11. 12. 1954	12	57	07	52,5 N	32,0 W	32,5	6,5	4,4	3,8	7,3	4,4
76.	9. 6. 1956	23	13	51	33,0 N	68,0 E	38,2	7,4	8,5	25,9	—	—
77.	10. 2. 1957	22	32	15	10,0 N	126,0 E	93,8	6,6	2,2	0,3	—	—
78.	13. 12. 1957	01	44	49	34,5 N	48,0 E	25,2	7,25	5,7	26,1	9,6	79,1

REFERENCES CITED

1. Richter C. F.: An instrumental earthquake scale. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **25**. 1935. 1-32.
2. Gutenberg, B. and Richter, C. F.: On seismic waves (third paper). *Gerlands Beiträge zur Geophysik.* **47**. 1936. 73-131.
3. Gutenberg, B.: Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **35**. 1945. 3-12.
4. Gutenberg, B.: Amplitudes of P , PP and S and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Amer.* **35**. 1945. 57-69.
5. Gutenberg, B. and Richter, C. F.: Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. geofisica*, **9**. 1956. 1-15.
6. Vaněk, J. and Zátapek, A.: Magnitudenbestimmung aus den Wellen P , PP und S für die Erdbebenwarte Prag. *Geofysikální Sborník* 1955. 91-120.
7. Iosif, T. și Radu, C.: Determinarea magnitudinilor din undele P și S la stațiunea București. *Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie (extras)*. 1959. 231-245.
8. Bisztricsány E.: The problem of the magnitude equations of body waves. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica* **IV**. 1961. 31-34.

EINIGE PRINZIPIELLE UND PRAKTISCHE FRAGEN DER ERDGESCHICHTLICHEN GRENZEN AUF GRUND DER EGERER FAUNA

L. BOGSCH

Paläontologisches Institut, Eötvös Universität, Budapest
(Eingegangen am 15. 8. 1961)

ZUSAMMENFASSUNG

1. Für die Festlegung erdgeschichtlicher Grenzen ist von allen relativen Methoden die biochronologische Zeitmessung am besten geeignet. Das ganze System der geochronologischen Zeitmessung wurde auf Grund zoopaläontologischer Daten aufgebaut.
2. Verschiedene Tiergruppen der Egerer Fauna wurden nach verschiedenen Methoden von mehreren Forschern bearbeitet.
3. Darauf sind die abweichenden Altersbestimmungen zurückzuführen.
4. Die relative Zeitmessung ist konventioneller Natur. Dazu müssen zuerst die zeitbegrifflichen Kategorien geschaffen und diese dann mit räumlichen Begriffen, Schichten ausgefüllt werden.
5. Diese Arbeit wird durch undeutliche Definitionen, unrichtige Bestimmung der Fossilien, eine Vernachlässigung der Nomenklatur, der Taxonomie, ein Fehlen der biologischen Betrachtungsweise in der paläontologischen Arbeit u. s. w. erschwert.

Einleitung

Die tektonischen Forschungsergebnisse, die am Anfang unseres Jahrhunderts erzielt worden sind, sicherten diesem Forschungszweig in der ganzen geologischen Wissenschaft ein grosses Aufblühen. Das tektonische Bild unserer Erde begann sich immer klarer abzuzeichnen, wodurch unter den verschiedenen Forschungszweigen der Geologie die tektonische Richtung sozusagen die grösste Beachtung erreicht hat. Sowohl in der Alten wie auch in der Neuen Welt entstanden sehr bedeutende Forschungszentren, die durch ihre geistreichen Vorstellungen das ganze geologische Weltbild in einem grossen Masse umgestaltet haben. Ihre Anschauungen durchdrangen die ganze Geologie immer mehr. Dieser siegreiche Zug der tektonischen Geologie brachte es mit sich, dass die Tektoniker sich veranlasst fühlten, auch jene Fragen der Geologie im Sinne ihrer Methodologie beantworten zu wollen, die früher auf andere Art und Weise, mit Hilfe von anderen Wissenschaften, gelöst wurden. Der Diastrophismus, der sich in erster Linie auf die tektonischen Forschungsergebnisse stützte, wollte bald die Rolle eines Alleinherrschers auch in der Geochronologie spielen.

Seit William Smith bediente sich aber die Geologie in den Fragen, die sich auf das „Wann“ bezogen, der Fossilien, sodass letztendes die Geochronologie auf einer paläontologischen Grundlage aufgebaut wurde. Die Vertreter der diastrophischen Arbeitsrichtung hofften aber auf die Ergebnisse der Paläontologie verzichten zu können und glaubten, dass diese Wissen-

schaft nur eine „Tätigkeit der Knotenzählung“ darstellt und schienen den Spruch von F. X. Schaffers: „Ohne Paläontologie gibt es keine Stratigraphie und ohne Stratigraphie keine Tektonik“ völlig vergessen zu haben.

Die geologische Altersbestimmung oder die erdgeschichtliche Zeitmessung oder kurz die Geochronologie kann absolut oder relativ sein. Die absolute Zeitbestimmung bedeutete, besonders seit den diesbezüglichen Ergebnissen von A. Holmes eine ernste Konkurrenz für den Diastrophismus. Bald stellte es sich aber heraus, dass ein bedeutender Zeitabschnitt der Erdgeschichte und ein beträchtlicher Teil der Erdoberfläche der absoluten Zeitmessung vorläufig nicht immer zugänglich sind.

So wurde es immer klarer, dass die Geochronologie die wissenschaftlichen Forschungsergebnisse der Paläontologie nicht entbehren kann. Im Laufe von etwa zwei Jahrhunderten häufte sich ein so grosses paläontologisches Material an, auf Grund dessen so weittragende Ergebnisse bekannt geworden sind, dass man es doch einsehen musste, dass auf die Paläontologie in der geochronologischen Forschung nicht mehr verzichtet werden kann.

Einen Beweis dafür, dass diese Vermutungen berechtigt sind, sehe ich in der Tatsache, dass in den erdgeschichtlichen Forschungen die Lösung der Grenzprobleme jetzt wieder immer mehr auf einer paläontologischen Grundlage versucht wird. Auch die Tätigkeit der 21. Tagung des Internationalen Geologenkongresses scheint meine Vermutung zu bestätigen, da – soweit es mir bekannt ist – von allen Kommissionen gerade die Stratigraphische Kommission die meisten Subkommissionen und Comités besitzt, die wieder ihrerseits in ihrer Arbeit sich in einem bedeutenden Masse der Paläontologie bedienen. Die intensive Arbeit der Stratigraphischen Kommission, ihrer verschiedenen Subkommissionen und Comités, die auch seitdem ständig im Gange ist und sich u. a. auch in zahlreichen internationalen Arbeitstagungen offenbart, zeigt ebenfalls, dass die stratigraphischen, also letztenendes geochronologischen Probleme, ohne die Hilfe der Paläontologie nicht zu lösen sind. Allerdings überzeugt uns eine Übersicht dieser regen Arbeit auch davon, dass diese Probleme mitunter recht schwierig und mühsam sich lösen lassen.

Auch die *Geologische Vereinigung* widmete ihre Jahresversammlung 1959 der Altersbestimmung, wobei der relativen Altersbestimmung und Stratigraphie eine bedeutende Rolle zuteil geworden ist. Darauf weist u. a. auch der Umstand hin, dass unter den Arbeiten dieser Jahresversammlung auch solche von allgemeinem Interesse und hohem Wert erschienen sind, wie z. B. die von Schindewolf (1960).

Und zum Schluss noch ein Beweis: In allen, sowohl in den sozialistischen, wie in den kapitalistischen Ländern werden die paläontologischen Laboratorien in den staatlichen Anstalten ebenso, wie auch in den Unternehmungen, die im Dienste der Rohstoffschürfung, hauptsächlich in dem der Erdölforschung stehen, immer mehr und in grösserem Rahmen ausgebaut.

Wie ich schon vorher darauf hingewiesen habe, gibt es auch in der Altersbestimmung auf paläontologischer Grundlage eine ganze Reihe von Schwierigkeiten, infolge deren die Lösung einzelner Fragen oft nur auf Grund von sehr mühsamen, recht eingehenden und äusserst sorgfältigen Forschungen erzielt werden kann. Jede paläontologische Analyse – wenn sie korrekte Ergebnisse erhalten soll – muss bis in die kleinsten Details absolut systematisch und mit grösster Sorgfalt durchgeführt werden. Das immer reicher werdende

Fossilmaterial und die schon fast unübersichtliche Menge der literarischen Angaben machen diese analytische Arbeit bestimmt nicht einfach.

Die ganze Sachlage wird auch noch dadurch erschwert, dass die Angaben der älteren Literatur in der Altersbestimmung vom Gesichtspunkte der modern arbeitenden Paläontologie aus oft kaum auswertbar sind. In den meisten Fällen fehlen auch die klaren Begriffsabgrenzungen, die verschiedenen Termini werden nicht selten in verschiedenem Sinne gebraucht, sodass eine genaue Korrelierung der Tatsachen mit den Feststellungen der Literatur in grossem Masse erschwert wird.

Ansichten über das Alter der Egerer Fauna

In Anlehnung an die obigen Auseinandersetzungen, in denen gezeigt wurde, dass die geologische Altersbestimmung allein auf Grund der Paläontologie in einem befriedigenden Masse durchgeführt werden kann, dass aber diese Arbeit eine sehr schwierige Analyse verlangt, versuchte ich (Bogsch 1961) am konkreten Beispiel der Egerer Fauna nachzuprüfen, welche prinzipiellen und praktischen Faktoren darin mitgespielt haben, dass das Problem des so oft besprochenen, in einem befriedigenden Masse aber bis heute nicht endgültig festgestellten Alters der Egerer Fauna in einem gewissen Sinne immer noch offen steht.

Das Problem ist um so interessanter, weil es sich hier gleichzeitig um die Oligozän/Miozän-Grenze, bzw. um die Abgrenzung Paläogen/Neogen handelt. Gerade dem letzten Internationalen Geologenkongress hat die Sowjetische Delegation den Vorschlag vorgelegt, dass Paläogen und Neogen nicht mehr als Abteilungen des Tertiärs, sondern als zwei selbständige Formationen angesehen werden sollen.

Die diesbezüglichen Literaturangaben können im folgenden zusammengefasst werden.

Die erste Arbeit, die sich mit der Fauna von Eger in der Form einer paläontologischen Monographie befasst, wurde von K. Telegdi-Roth (1914) unter dem Titel „Oberoligozäne Fauna aus Ungarn“ veröffentlicht. Seit dem Erscheinen dieser Monographie wurde über die Egerer Fauna recht viel debattiert und man kann ruhig sagen, dass sie auch in der internationalen Literatur vielseitig besprochen worden ist. Die „Egerer Fauna“ wurde bereits von J. Böckh (1867) sowie später von K. Telegdi-Roth (1912) und Z. Schrétér (1913) kurz erwähnt, die Resultate einer paläontologischen Bearbeitung werden aber erst in der vorher erwähnten Monographie von K. Telegdi-Roth publiziert. Die Monographie bearbeitet die Gastropoden und Lamellibranchiaten der Egerer Fauna und auf Grund deren wird vom Verfasser festgestellt, dass die Egerer Fauna ein hervorragendes Beispiel einer gemischten Fauna darstellt, die einerseits das Oligozän und das Miozän und andererseits die nördlichen und südlichen jungtertiären Faunen überbrückt.

Im Jahre 1936 beschreibt R. Gábor (deren Arbeit von J. Noszky sen. herausgegeben worden ist) neben 3 bereits bekannten Formen auch 14 neue Gastropodenformen von Eger. Sie kommt zu der Folgerung (Gábor 1936, 8), dass die Egerer oberoligozäne Fauna auch phylogenetisch eine typische überbrückende Fauna des Oligozäns und Miozäns darstellt. Die starken

Beziehungen zu den miozänen Arten weisen darauf hin, dass diese an der Basis des Miozäns liegenden Schichten als die Wiege unserer miozänen Arten zu betrachten sind; soweit an anderen Stellen ähnliche Tatsachen noch nicht zu beobachten waren, scheint die Entwicklung der miozänen Arten bezüglich unseres Gebietes von hier aus auszugehen. Die Egerer Fauna ist also infolge ihrer zahlreichen neuen Formen dem Oligozän gegenüber als eine neue Fauna zu betrachten. (Die obigen Sätze sind fast wörtlich aus dem ursprünglichen ungarischen Text übersetzt.)

In demselben Jahr befasst sich auch J. N o s z k y s e n. mit der Fauna von Eger. Er erwähnt, dass „auch zahlreiche Foraminiferen, Coelenteraten, Echinodermaten, Vermes, Bryozoen, Crustaceen, Vertebraten und fossile Pflanzenreste“ zum Vorschein gekommen sind. Er beschreibt von den Cephalopoden 2, von den Gastropoden 228, von den Scaphoden 6, von den Pteropoden 1 und von den Pelecypoden 87 Formen und zählt einige andere Formen auf, meistens aber nur generisch bestimmt, die nicht zu den Mollusken gehören. N o s z k y behauptet (1936, 95), dass „der grösste Teil der Arten ungefähr in gleichem Verhältniss sich unter den im Oligozän und im Miozän häufigen Formen verteilt... der oligozäne Charakter wiegt aber doch über.“

S t. G á á l stellt anlässlich der Bearbeitung der Fauna von Balassagyarmat fest (1937–38), dass diese gleichaltrig mit der Fauna von Eger ist. Die von N o s z k y veröffentlichten Angaben über die Egerer Fauna werden von ihm umgewertet und so kommt er zu dem Resultat, dass in der Fauna von Eger die miozänen Faunaelemente häufiger sind als die des Oligozäns. „Alles in allem kommt man also zu dem Resultat, dass die in der Nähe von Eger und Balassagyarmat zum Vorschein gekommenen, in jeder Hinsicht interessanten und lehrreichen marinen Mollusken *den Anfang der Zeit der miozänen Stufe anzeigen*. Es ist für den *Anfang* eines jeden grösseren erdgeschichtlichen Abschnittes charakteristisch, dass die Organismen eine explosive Entwicklung aufweisen.“ (Die Übersetzung des letzten Satzes ist etwas vereinfacht.)

Im Jahre 1942 behandelte L. M a j z o n die Foraminiferen von Eger. In seiner Arbeit gibt er eine Zusammenfassung über die bisherigen Auffassungen betreffs der Fauna von Eger und veröffentlicht eine Liste der in der Wind'schen Ziegelei schichtweise gesammelten Foraminiferen. Daraus geht hervor, dass jene Schicht, die die meisten Mollusken lieferte, an Foraminiferen recht arm ist und die Mehrheit der Foraminiferen einer tieferen Schicht entstammt.

L. B e n k ő-C z a b a l a y schreibt in ihrer Arbeit (1958), die sie auf Grund des hinterlassenen Manuskriptes von J. N o s z k y s e n. und ihrer eigenen Untersuchungen zusammengestellt hat, der ganzen Schichtreihe, die in der Wind'schen Ziegelei aufgeschlossen ist, bis zu dem bunten Ton und Rhyolithuff ein aquitanisches Alter zu. Sie beruft sich auf G. K o l o s v á r y, der die von hier zum Vorschein gekommenen Balanidenreste ins Aquitan stellte, ferner auf G y. H e g e d ü s, der den hier gefundenen Korallen ein miozänes Alter zugeschrieben hat.

Die Florauntersuchungen (A n d r e á n s z k y, P á l f a l v y), mit denen wir uns hier nicht eingehender beschäftigen möchten, wiesen von hier teilweise oligozäne, teilweise gemischte oligozäne-miozäne und teilweise miozäne Floren aus den verschiedenen Schichten nach.

Auf Grund der angeführten Arbeiten befassten sich auch andere Forscher mit der Fauna von Eger und mit ihrem Alter. Von den ungarischen Forschern

befasste sich vor kurzem I. Csepregy-Meznerics (1956), von den ausländischen — um nur zwei zu erwähnen — vor etwa 20 Jahren Sorgenfrei (1940) und unlängst Seněš (1958 a) auf Grund einer ausführlichen Analyse der Mollusken mit der Egerer Fauna und ihrem Alter. Sowohl diese Forscher wie auch Vadász in seinem Buche „Magyarország földtana“ (1953, 1960) (in der ersten Auflage nur als Hinweis, in der zweiten jedoch mit einer festen Stellungnahme) halten das Alter der Egerer Fauna für aquitanisch.

Ich möchte mich an dieser Stelle auch mit jenen Feststellungen nicht näher befassen, die das Problem der Oligozän-Miozän-Grenze in erster Linie von einem erdgeschichtlichen Gesichtspunkte aus untersuchten. In der ungarischen Literatur finden sich diesbezügliche Angaben in den Arbeiten von Z. Schrétter, F. Horusitzky, I. Csepregy-Meznerics und L. Majzon, von den ausländischen möchte ich ausser den von A. Papp (1959) und E. Thénies (1959) verfassten beiden Bänden des Handbuches der stratigraphischen Geologie nur auf die Arbeiten von Denizot (1958), Seněš (1958 c) und Zöbelein (1960) hinweisen.

Die angeführten Faunabearbeitungen, die aus ihnen gewonnenen stratigraphischen Auswertungen, ferner die Tatsache, dass das Problem der Oligozän/Miozän-Grenze auch heute noch eine ständig behandelte Frage darstellt, beweisen alle, dass diese Grenze noch nicht endgültig und befriedigend festgelegt werden konnte.

Eine Übersicht der Literatur überzeugt uns aber auch davon, dass es auch andere ständig diskutierte Grenzfragen gibt, sodass man leicht den Eindruck erhält, dass unser ganzes „stratigraphisches“ System sehr schwankend ist.

Versuchen wir es nun einmal zu überprüfen, woher diese zahlreichen Unsicherheiten stammen und ob es auf Grund unserer heutigen Kenntnisse möglich ist, diese Unsicherheiten zu eliminieren.

Ursachen der abweichenden Altersbestimmungen der Egerer Fauna

Wenn wir jetzt diese verschiedenen Meinungen miteinander vergleichen, so ist es gar nicht schwer, die Ursache der verschiedenen Meinungen über das Alter der Fauna von Eger festzustellen.

Eine Überprüfung dieser Ursachen zeigt uns, dass neben den methodischen Fehlern auch Fragen auftauchen, die heute teilweise überhaupt noch nicht beantwortet werden können. Eine dieser Fragen ist: „Was ist Chatt und was ist Aquitan?“

Eine der methodischen Fehler im Falle der Fauna von Eger ergab sich auch daraus, dass auch die grundlegende Monographie von K. Telegdi-Roth die Fauna der Schichten *x* und *k* zusammengefasst behandelt. Daraus ist zu ersehen, dass es auch vor 50 Jahren noch vorkommen konnte, dass die Bearbeitung eines paläontologischen Materials nicht nach den heute üblichen „feinstratigraphischen“ Gesichtspunkten erfolgte. Die Faunaliste ist einheitlich und dieses ist ein Zeichen dafür, dass man damals eine schichtweise Auswertung des paläontologischen Materials nicht für erforderlich fand. Von K. Telegdi-Roth ist es aber wirklich allgemein bekannt, dass er ein sehr genauer und zuverlässiger Forscher war, worauf übrigens auch die Tatsache hinweist, dass

er im paläontologischen beschreibenden Teil von jeder einzelnen Art genau angibt, wieviele Exemplare von ihr aus den einzelnen Schichten zum Vorschein gekommen sind. Auf Grund dieser Angaben kann die Fauna der beiden Schichten x und k voneinander getrennt werden.

J. Noszky sen. berichtet über die Molluskenfauna des ganzen Aufschlusses in der Wind'schen Ziegelei.

In der Studie von L. Majzon (1942) kommt das Prinzip, wonach das Material schichtweise eingesammelt und bearbeitet werden muss, in vollem Masse zur Geltung. Seine Arbeit behandelt aber nicht die Mollusken, sondern die Foraminiferen, welche gerade in jener Schicht k kaum vorkommen, die das reiche Fossilmaterial der Mollusken geliefert hat.

L. Benkő-Czabaly erwähnt, dass G. Kolosváry die Balaniden und Gy. Hegedüs die Korallen der Wind'schen Ziegelei bestimmt hat.

Die eine Gruppe der Forscher versuchte also die Altersbestimmung auf Grund der Mollusken, die grösstenteils in der Schicht k gefunden worden sind, während die andere Gruppe auf Grund der Foraminiferen, die nicht aus der Schicht k gesammelt worden sind, durchzuführen.

Einige prinzipielle Fragen der geologischen Zeitmessung

Die Zeit ist ein Kontinuum. In diesem Kontinuum fand im Laufe der Erdgeschichte auf und in der ganzen Erde ständig eine Bewegung statt, infolge deren immer Veränderungen eintraten. Diese Geschehnisse erwiesen sich oft nur in geringfügigen quantitativen Veränderungen, in anderen Fällen aber traten bedeutende qualitative Veränderungen sowohl im Anorganischen wie auch im Organischen auf.

Diese Veränderungen hinterliessen im Archiv der Erdgeschichte meistens genau erkennbare Marken, wodurch sie letztenendes eine Gliederung der ausserordentlich langen Zeit der Erdgeschichte ermöglichen. Diese Gliederung des Kontinuums ist aber natürlich mehr oder minder willkürlich, solange uns nicht die Möglichkeiten einer absoluten Chronologie zur Verfügung stehen. Die mit einer relativen Methode durchgeführte Gliederung muss naturgemäss immer konventionell sein. Nun, eine Konvention muss wieder von einer autoritären Organisation gutgeheissen werden, um einen Anspruch auf eine allgemeine Gültigkeit erheben zu können. Dazu ist z. B. der *Internationale Geologenkongress* berufen. Diesbezüglich schreibt Schindewolf (1960, 28): „Wenn aber Kongress-Beschlüsse überhaupt einen Sinn haben sollen, dann besteht er in ihrer Verbindlichkeit, die einen willkürlichen, schwankenden Gebrauch der Terminologie unterbindet.“ Leider wird auch dieser Standpunkt sehr oft ausser acht gelassen. Die Frage „Wann“ spielt sowohl in den erd- wie auch in den lebensgeschichtlichen Untersuchungen eine ebenso grosse Rolle wie auch in der praktischen Anwendung dieser Forschungen, wo es sich oft auch um recht wichtige ökonomische Auswirkungen handelt.

Man kann sich darüber nicht wundern, wenn heutzutage die Beantwortung dieser Frage oft auf recht grosse Schwierigkeiten stösst. Man soll nur daran denken, dass, während die Physik nach einer Vergangenheit von mehreren tausend Jahren und auch die Chemie nach einer langen Entwicklung die heuti-

gen grossartigen Resultate erreicht hat, die Forschung in den übrigen Naturwissenschaften unter den gegebenen sozialen Umständen erst viel später angefangen werden konnte. Die Forschung der erdgeschichtlichen Gliederung kann auf eine Vergangenheit zurückgeführt werden, die kaum mehr als 200 Jahre beträgt (L e h m a n n, 1756), die Vorlesungen von W e r n e r fingen in Freiberg noch später an und das bereits am Ende des 18. Jahrhunderts fertiggestellte Manuskript von W. S m i t h ist erst um 1816 herum allgemein bekannt geworden. Keiner wird abstreiten können, dass auch in dieser verhältnismässig kurzen Zeit bedeutende Ergebnisse erreicht worden sind. Diese Arbeit wurde – wie schon weiter oben erwähnt – teils nach diastrophischen, teils nach paläontologischen Methoden durchgeführt.

Die relativen erdgeschichtlichen Altersbestimmungen, die auf Grund dieser beiden Methoden gewonnen worden sind, stimmen in grossen Zügen miteinander überein, da infolge der gegenseitigen und letztenendes miteinander zusammenhängenden Einwirkungen – trotz des oft sehr scharfen Kampfes der Vertreter der beiden Richtungen – gleiche Resultate sich ergaben.

Der relativen Altersbestimmung sprach der *Internationale Geologenkongress* schon in seinen ersten Tagungen eine grosse Bedeutung zu. Es wurden die räumlichen und die zeitlichen Kategorien festgelegt. In den letzten 20 Jahren, wie es in Ungarn von F. H o r u s i t z k y (1955) ausführlich behandelt worden ist, hat man in den Vereinigten Staaten zuerst durch eine Zweiteilung der räumlichen Begriffe ein lithogenetisches und ein chronostratigraphisches System ausgebaut, um dann diese Linie weiter verfolgend den hoffnungslosen Weg des Nominalismus zu betreten, wie darauf auch von S c h i n d e w o l f (1960) hingewiesen wird.

Die Frage der Zeitbestimmung von erdgeschichtlichen Geschehnissen wurde in einer äusserst interessanten Arbeit auch von O. H. S c h i n d e w o l f (1944, 1950) behandelt. Das grösste Verdienst dieses Buches besteht darin, dass seine Gedanken auf Grund der schärfsten Logik auseinandergesetzt werden. Es wird darin klar gezeigt, dass für eine relative Gliederung der Erdgeschichte allein der Entwicklungsgang der Lebewesen geeignet ist. Naturgemäss spielen sich trotz ihrer Zyklizität auch die diastrophischen Erscheinungen im Laufe der Entwicklung der Erde in einer immer höheren Entwicklungsebene ab, ein diastrophisches Geschehnis allein lässt aber nie auf die Zeit folgern, in der es sich abgespielt hat. Dagegen ist aber ein Vertreter der einstigen Lebewelt als eine Zeitmarke immer brauchbar. So kam S c h i n d e w o l f zu der Feststellung, dass nur die Paläontologie mit ihrer Chronologie die einzige logische Grundlage für die Gliederung der Geschichte des Lebens und somit auch der der Erde liefern kann. Er behauptet, und dieser Behauptung müssen wir vollkommen zustimmen, dass der einzig gangbare Weg der erdgeschichtlichen Zeitmessung, der den Ansprüchen sowohl der theoretischen wie auch der angewandten Geologie entspricht, in der zeitlichen Auswertung der Entwicklung des Organischen besteht. Dabei wird auch darauf hingewiesen, dass diese Auswertung nicht die Hauptaufgabe der Paläontologie ist, da sie durch ihr Material und ihre Forschungsmethoden den biologischen Wissenschaften näher steht.

Diese Feststellung S c h i n d e w o l f s fand übrigens in der erdgeschichtlichen Zeitgliederung praktisch seit langer Zeit eine Anwendung. Es genügt, wenn darauf hingewiesen wird, dass auch die Namen der einzelben erdgeschichtlichen Aeren (z. B. *Paläozoikum* usw.) darauf zurückgehen und allgemein ver-

breitet sind. Im übrigen weisen diese Namen, die von J. Phillips an Stelle der Bezeichnungen Primär usw. vorgeschlagen worden sind und bereits auf eine Vergangenheit von fast anderthalb Jahrhunderten zurückblicken können, darauf hin, dass die Gliederung der erdgeschichtlichen Zeit auf Grund der zoopaläontologischen Chronologie durchgeführt worden ist. Es kann also festgestellt werden, dass *theoretisch* die relative Gliederung der erdgeschichtlichen Zeit allein auf Grund der paläontologischen Chronologie (oder einfach Biochronologie) zu einem entsprechenden Ergebnis führen kann, gleichzeitig kann aber auch die Tatsache festgestellt werden, dass die *Praxis* seit etwa anderthalb Jahrhunderten diesem Wege folgt. Bei einer so guten Übereinstimmung der Theorie und Praxis kann es doch als überraschend bezeichnet werden, dass die relative Chronologie vorläufig noch so viele Unsicherheiten aufweist.

Die Schwierigkeiten ergeben sich auch daraus, dass der kartierende Geologe zwangsweise einem räumlichen Gedankengang folgt, für ihn ist der Raumbegriff das Primäre, während der Zeitbegriff nur eine sekundäre Rolle spielt. Er wird keinem Verfahren zustimmen können, das eine Formations- (etc.) Grenze innerhalb einer Bildung zieht. Er hat darin tatsächlich recht, da es sich in diesen Fällen um keine Formations- (etc.) Grenzen sondern um eine Perioden- (etc.) Grenze handelt. Für den Paläontologen aber, der in seinem Gedankengang in erster Linie von einer phylogenetischen Betrachtungsweise beeinflusst ist, bildet der Zeitbegriff das Primäre und der Raumbegriff das Sekundäre. Man könnte wohl sagen, dass die eine Denkweise stratigraphisch, die andere aber biochronologisch eingestellt ist. Sobald aber der kartierende Geologe einheitlich ausgebildeten Schichtserien ohne lithologische Unterschiede, jedoch mit einem abweichenden Fossilinhalt gegenübersteht, wird von Omissionen verschiedensten Ursprungs gesprochen und Grenze (oder Grenzen) auf Grund des paläontologischen Tatsachenmaterials gezogen. Die „stratigraphische“ Denkweise wird in diesem Falle von einer „biostratigraphischen“ abgelöst. Zahlreiche Beispiele liefern uns diesbezüglich die verschiedenen Juraprofile und ihre Auswertungen.

Daraus muss wieder darauf gefolgert werden, dass Schindewolf (1944, 1950) in vollem Masse recht hat, wenn er in der ganzen Erdgeschichte dem Zeitbegriff einen Vorrang gibt. Vom logischen Gesichtspunkte aus ist dieser Standpunkt unanfechtbar. Die ganze Entwicklung der Erde, die Bildung der Ablagerungen, alle Transgressionen und Regressionen sowie die tektonischen Geschehnisse spielten sich ebenso in der Zeit ab wie die Entwicklung der Lebewesen.

Während dieser Zeit entstanden also auch die verschiedenen „strata“, deren Ausbildung an den einzelnen Stellen sowohl horizontal wie auch vertikal recht abweichend sein kann. Die Zeit stellt also das logisch Primäre dar und darin können wir in vollem Masse den Standpunkt Schindewolfs (1944, 1950) annehmen, auch wenn er selbst jetzt sich folgendermassen äussert (1960, 19): „Ich hatte mich früher, dem wohl vorwiegenden deutschen Brauche folgend, für eine *zeitliche* Definition der Zone eingesetzt, wobei ich viel Widerspruch von Arkell, Jeletzky, Teichert und anderen Autoren erfahren habe. Heute will es mir scheinen, dass das eigentlich nur ein Streit um Worte ist und ich bin bereit, auch einer *räumlichen*, d. h. *stratigraphischen* Interpretation der Zone zuzustimmen, da das nun einmal durch den Pariser Internationalen Geologen-Kongress (1900) so festgelegt ist.“ Mir scheint, dass diese Formulierung

nicht mehr als ein Zugeständnis den praktischen Anforderungen gegenüber ist, ohne dass dadurch das Wesentliche im ursprünglichen Gedankengange aufgegeben oder auch nur geändert worden wäre.

In der erdgeschichtlichen Gliederung müssen also m. E. zuerst die zeitbegrifflichen Rahmen biochronologisch festgesetzt und diese dann mit raumbegrifflichen Schichten ausgefüllt werden.

In Anbetracht dessen, dass die Paläontologie eine verhältnismässig noch junge Wissenschaft ist, ist es leicht zu verstehen, dass die Definition der biochronologisch begründeten, kontinuierlich aufeinander folgenden zeitbegrifflichen Kategorien oft mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist. Wegen dieser noch bestehenden Schwierigkeiten ist es, wenn dem auch vom philosophischen Gesichtspunkte aus nicht zugebilligt werden kann, notwendig, in der Biochronologie eine Ortho- und Parachronologie im Sinne von Schindewolf (1950, 85) auseinanderzuhalten. In Verbindung mit der Egerer Fauna muss darauf hingewiesen werden, dass die Auswahl der Tiergruppe, die als orthochronologische Grundlage für das Tertiär dienen soll, bereits getroffen worden ist, als Lyell das ganze Kainozoikum auf Grund der Mollusken gegliedert hat. Zweifels- ohne war diese Wahl nicht sehr glücklich getroffen, man muss es aber einsehen, dass Lyell im Besitze des Kenntnismaterials, das ihm vor 130 Jahren zur Verfügung stand, letztenendes nicht anders verfahren konnte. Es ist nun eine alte Gegebenheit und darum muss eine jede Chronologie, die auf Grund einer anderen Tiergruppe aufgebaut worden ist, vorläufig nur als eine Parachronologie ausgewertet werden. Ortho- und Parachronologie muss also auseinander gehalten werden, solange uns nicht ein so grosses Kenntnismaterial zur Verfügung steht, dass wir die einzelnen Abschnitte der Geschichte des Lebens auf Grund des Entwicklungsganges der ganzen Lebewelt, also bereits ohne eine Unterscheidung von Ortho- und Parachronologie, feststellen können, um damit auch für die Geochronologie eine Grundlage zu bieten.

Das Sammeln und die Bearbeitung nach den einzelnen Schichten ist heutzutage bereits eine allgemein angewandte Methode. Eine Unterscheidung zwischen Ortho- und Parachronologie, obwohl das im Prinzip auch von uns nicht als richtig angesehen wird, aber als eine ergänzende Arbeitsmethode vorläufig unentbehrlich und daher notwendig ist, wird in den meisten Fällen vernachlässigt, wodurch oft Verwirrungen hervorgerufen werden. (In diesem Sinne kann, den praktischen Anforderungen entsprechend, vorläufig auch mit chronostratigraphischen Begriffen gearbeitet werden, obwohl diese ebenfalls nur als Hilfsbegriffe aufgefasst werden dürfen.)

Weitere Schwierigkeiten werden dadurch verursacht, dass unsere Kenntnisse oft lückenhaft sind, das Material ärmlich, zwischen den bearbeiteten Gebieten zu grosse Entfernungen liegen, ferner durch die oft überraschenden Abweichungen zwischen den Resultaten der „Oberflächen-“ und „Tiefengeologie“. Die Gliederung erfolgt meistens auf Grund von „Stratotypen“. (Die Bezeichnung „Stratitypus“ finde ich richtiger, sodass ich mich im folgenden dieser Wortform bediene.) Es liegt in der Natur der Dinge, dass die Stratotypen nur selten solche Serien liefern, die keine zeitlichen Lücken aufweisen und durch eine ununterbrochene Ablagerungsbildung gekennzeichnet sind. Die Stratotypen, als räumliche Begriffe, fallen nur selten mit irgendeiner Biozone, in der ich trotz aller Einwendungen einen zeitlichen Begriff sehe, zusammen. Die Schichtreihen, die als Typen der einzelnen Stufen angegeben worden sind, sind sowohl

vom Gesichtspunkte der Ausbildung ihrer Ablagerungen wie auch von dem ihres Fossilinhaltes, also sowohl litho- wie auch biofaziologisch, auf engere Rahmen beschränkt.

Die entsprechenden, mit ihnen zeitlich genau zusammenfallenden, also synchronen heteropischen Fazies sind in einem unmittelbaren und sicheren Zusammenhang nur selten nachzuweisen.

Auch S e n e š (1958, b, c) betont, dass in den letzten paar Jahren gerade an der Oligozän/Miozän-Grenze so viele „Umwertungen“ stattgefunden haben, dass die für typisch gehaltenen Ausbildungen samt ihren Fossilien immer mehr an ihrer in der ganzen Welt anerkannten stratigraphischen Bedeutung verlieren. Die Typen der einzelnen stratigraphischen Einheiten werden von ihm in einer sorgfältig zusammengestellten Tabelle veranschaulicht. Unsere Gedankengänge, soweit es sich um diese räumlichen Begriffe handelt, stimmen vollkommen überein. Er schlägt auch die Aufstellung von Neostratitypen auf einer biochronologischen Grundlage vor. Als Ausgangspunkt für die diesbezüglichen Forschungen sollen ausführliche paläontologische Untersuchungen dienen. Diesbezüglich wurde schon so manches geleistet (R u t s c h, 1951, 1958). Es sind aber noch reichlich Aufgaben und Fragen vorhanden, die einer Lösung harren. S e n e š hofft, dass in dieser Arbeit die Internationale Paläontologische Union eine bedeutende Rolle spielen wird. Ich möchte dazu noch hinzufügen, dass auch die Stratigraphische Kommission des Internationalen Geologenkongresses mit ihren zahlreichen Subkommissionen bis jetzt schon eine grosse Arbeit geleistet und auch für die Zukunft auf sich genommen hat.

Das Comité du Néogène Méditerranéen hat seine zweite Sitzung auch im Rahmen des Internationalen Geologenkongresses 1960 abgehalten. In der in Wien 1959 gehaltenen 1. Sitzung hat das Comité festgestellt, dass das Oligozän mit der chattischen Stufe abschliesst und das Miozän mit dem Aquitan beginnt.

Damit sind wir zu einer der schwersten Fragen gekommen. Nach dieser Fassung der 1. Tagung des Comité du Néogène Méditerranéen wurde der 3. Tagung (S a b a d e l l, 1961) eine ausführliche Studie von I. C s e p r e g h y – M e z n e r i c s (1961) vorgelegt. Von den phylogenetischen Entwicklungsstadien der Pectiniden ausgehend sowie auf Grund einer ausführlichen Durcharbeitung der diesbezüglichen Literatur, kommt sie zu dem Resultat, dass Chattien = Aquitanien ist. Daraus folgt nach ihr (1961, 32): „D'après les précités, il faudrait fixer la limite de l'Oligocène-Miocène entre le „Chattien“ = Aquitanien et le Burdigalien. Du point de vue faunistique, et plus spécialement du point de vue malacologique, il n'y a pas de difficulté pour ranger le „Chattien“ = Aquitanien dans l'Oligocène et commencer le Miocène par le Burdigalien. C'est conforme à l'opinion de M a y e r – E y m a r quant au terme et à l'opinion de F u c h s quant au contenu de l'Oligocène supérieur. Ceci correspond en général au point de vue français et récemment aussi à celui des Autrichiens (Papp – Thenius).“

Die Ausführungen von I. C s e p r e g h y – M e z n e r i c s sind recht überzeugend und zeigen nur zu klar, wie wenig genau die stratigraphischen Begriffe fundiert und wie selten dieselben wirklich kritisch neu bearbeitet worden sind. Eine gründliche und exakte, nach einheitlichen Gesichtspunkten durchgeführte und sich auf biochronologischen Grundlagen stützende Überprüfung der einzelnen stratigraphischen Einheiten darf nicht mehr lange auf sich warten

lassen. Theoretisch besteht die von S e n e š erwünschte grosse internationale Zusammenarbeit, uns kommt aber das Heranreifen der Ergebnisse sehr langsam vor. Darüber kann man sich aber auch nicht wundern, wenn wir den prinzipiellen Standpunkt der stratigraphischen Kommissionen in den einzelnen Ländern kennen und die grossen Schwierigkeiten sehen, die sich in der Übereinstimmung derselben erweisen.

Gegenüber dem Nominalismus in den USA sind die konkreten Vorstellungen der stratigraphischen Kommission der UdSSR, in denen der Biochronologie eine führende Rolle anerkannt wird, bedeutend übersichtlicher und sie entsprechen auch der Praxis in einem grösseren Masse.

Praktische Fragen der geologischen Zeitmessung

Nach allem Vorhergesagten kann es nicht mehr angezweifelt werden, dass zur Grundlage der relativen Altersbestimmung sowohl theoretisch wie auch praktisch die Biochronologie die entsprechende Methode liefert.

Die prinzipielle Grundlage steht klar vor uns. In der Praxis gibt es aber oft Schwierigkeiten, denn neben den Arbeiten von vielen Paläontologen, die auf Grund einer gründlichen Forschung, grosser literarischen Kenntnisse und der Benutzung eines entsprechenden Vergleichsmaterials zusammengestellt worden sind, findet man in der Literatur auch recht flüchtige Bestimmungen, Fanualisten, die auf Grund einer schnellen Arbeit mitgeteilt werden, oft voller Fehler, die dann natürlich zu unrichtigen Ergebnissen führen. Dadurch wird bei vielen dann auch das Vertrauen an der Methode schwankend gemacht. Darauf bezieht sich wohl auch der Satz jenes Zirkulars, in dem die Resolutionen der ersten Tagung des Comité du Néogène Méditerranéen mitgeteilt worden sind: „En raison de leur importance stratigraphique, certains groupes d'Invertébrés devraient être étudiés de façon très complète, avec le maximum de garantie quant à la *fidélité des déterminations* et avec une *compréhension de l'évolution*.“

Ich möchte auch an dieser Stelle mit Freude behaupten, dass die ungarische paläontologische Literatur bereits zahlreiche vortreffliche Arbeiten aufweisen kann, die den zeitgemässen Forderungen entsprechen, zweifelsohne besteht aber auch die Tatsache, dass eine weitere Entwicklung in diesem Gebiete auch noch notwendig ist. Die paläontologische Materialbearbeitung hat zahlreiche Schwierigkeiten zu überwinden. Sie werden schon allein durch die riesige Menge des Materials und durch den qualitativ recht verschiedenen Grad der Bearbeitung hervorgerufen. Um dem abzuhelpen ist es ausserordentlich wichtig, die paläontologische Dokumentation möglichst zu erweitern. Das französische Dokumentationszentrum unter der Leitung von J. R o g e r leistet diesbezüglich enorm viel, jedoch müssten auch die übrigen Länder in dieser Arbeit viel mehr als bis jetzt leisten. Nicht zu vernachlässigen ist die genaue Berücksichtigung der nomenklatorischen Regeln, eine einheitliche Form in der Beschreibung einzelner Formen sowie eine klare Fassung der Beschreibung von neuen Arten usw. Ein jedes Land sollte die Dokumentation der von seinem Gebiete beschriebenen Formen veröffentlichen, wodurch auch die Arbeit der internationalen Dokumentation in grossem Masse erleichtert würde.

Unter den Schwierigkeiten spielen auch die sprachlichen Schwierigkeiten

eine grosse und unangenehme Rolle. Es müsste eigentlich ein jeder Geologe alle 6 Kongresssprachen beherrschen, was wohl nur selten der Fall ist. Die schlechten Übersetzungen haben schon oft zu verschiedenen Missverständnissen geführt.

Es ist im höchsten Masse zu bemängeln, wenn einer paläontologischen Studie die entsprechende biologische Betrachtungsweise fehlt. Ohne eine biologische Betrachtungsweise kann man sich offenbar nicht mit einstigen Lebewesen befassen.

Auch taxionomisch bestehen grosse Schwierigkeiten in der Paläontologie. Eine der Hauptursachen dafür liegt im paläontologischen Artbegriff. Ich bin davon überzeugt, dass alle diese Schwierigkeiten überwunden werden können, jedoch muss man immer wieder neue Methoden und neue Richtungen in der Forschung anwenden, wodurch unsere Kenntnisse weiter gefördert werden.

Wenn wir in der Bearbeitung unserer fossilen Faunen auf Grund von sehr exakten morphologischen Beobachtungen, biometrischen Methoden und womöglich quantitativen Materialuntersuchungen zu richtigen taxionomischen Auswertungen gelangen und dann die paläoökologischen, paläocoenologischen und paläobiogeographischen Angaben entsprechend analysieren, erhalten wir solche Evolutionsreihen, die für eine relative Zeitgliederung in allen Hinsichten geeignet sind. Wenn alle diese Forschungen mit einer entsprechenden biologischen Betrachtungsweise durchgeführt werden, wie dafür in der internationalen Literatur schon so manche Beispiele vorhanden sind, wird auch die neue Auswertung der Egerer Fauna in der Form einer solchen Monographie herauskommen können, die nicht nur vom Gesichtspunkte des Problems der Oligozän-Miozän-Grenze eine befriedigende Lösung geben, sondern auch dem Wunsche des sowjetischen Akademiemitgliedes Prof. Nalivkin entsprechen wird, der anlässlich der in Budapest 1959 abgehaltenen Mesozoischen Konferenz unter anderem den Wunsch ausgesprochen hat, dass es möglichst viele und gute paläontologische Monographien herausgegeben werden.

Ich bin fest davon überzeugt, dass Prof. Nalivkin dabei an Monographien dieser Art gedacht hat!

LITERATUR

Benkő-Czabala, L.: La faune de la série de la briquetterie à Eger. — *Földt. Közl.* **88**, 344–349. 1958.

Bogsch, L.: Die Unsicherheiten der Grenzziehung Oligozän-Miozän im Lichte der Fauna von Eger. — *Földt. Közl.* **91**, 136–142. 1961.

Böckh, J.: Die geologischen Verhältnisse des Bükk Gebirges und der angrenzenden Vorberge. *Jahrbuch d. K. K. geolog. Reichsanstalt* **17**, 1867.

Csepregy-Meznerics, I.: Stratigraphische Gliederung des Ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta Geologica* **4**, 1956.

Csepregy-Meznerics, I.: L'évolution de certains Pécinides néogènes, la question du „Chattien“ et la limite oligo-miocène. — z. Zt. hektografiert als Material der 3. Sitzung des Comité du Néogène Méditerranéen. Sabadell 1961.

Denizot, G.: L'étage Aquitaniens et la Limite Oligo-Miocène. *Comptes Rendus du Congrès des Sociétés Savantes de Paris et des Départements. Colloque sur le Miocène*. Paris 1958.

Gábor, R.: Újabb egri felső oligocén gasztropodák. *Annales hist.-nat. Musci Nat. Hung.* **30**, Pars min., geol., pal. 1–9. 1936.

Gáál, I.: Über die mit der Egerer gleichalterige tertiäre Molluskenfauna von Balassagyarmat und das Oligozän-Problem. *Ann. hist.-nat. Mus. Nat. Hung.* **31**, Pars min., geol., pal., 1–87. 1937–38.

- Horowitzky, F.: On the problems of geochronology. — *Földt. Közl.* **85**, 106–121. 1955.
- Majzon, L.: Neuere Beiträge zur Fauna der Oligozänschichten von Eger. — *Földt. Közl.* **72**, 112–119. 1942.
- Majzon, L.: Paleogene Foraminifera horizons of Hungary. — *Földt. Közl.* **90**, 355–362. 1960.
- Noszky, J. sen.: Die Molluskenfauna des oberen Cattiens von Eger in Ungarn. *Annales hist. — nat. Musei Nat. Hung.* **30**, — Pars min., geol., pal. 53–115. 1936.
- Papp A.: Tertiär I. *Handb. strat. Geol.* Stuttgart 1959.
- Rutsch, F.: Das Typusprofil des Aquitaniens. *Ecl. geol. Helv.* **44**, 252–255. 1951.
- Rutsch, F.: Das Typusprofil des Helvétien. *Ecl. geol. Helv.* **51**, 107–118. 1958.
- Schindewolf, O. H.: Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie (3. Aufl.) Berlin 1950. (1. Aufl. Berlin 1944.)
- Schindewolf, O. H.: Stratigraphische Methodik und Terminologie. — *Geol. Rdsch.* **49**, 1–35. 1960.
- Schréter, Z.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Eger. *Jber. kgl. ung. Geol. R. — A. für 1912*, 144–162. 1913.
- Seneš, J.: Pectunculus Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. *Geologické Práce. — Monografická série 1*. Bratislava 1958 a.
- Seneš, J.: Considération sur la nécessité de créer des stratotypes nouveaux du Tertiaire de l'Europe (raisons et critères). *C. R. Sommaire des séances de la Société Géologique de France*. Paris 1958 b.
- Seneš, J.: Kritische Bemerkungen zu den Stratotypen des Oligozäns und Miozäns und zur Frage der Neostratotypen. *Geologický Sborník Ročník 9*, Čísle 1, Slovenská Akademia Vied. 1958 c.
- Sorgenfrei, Th.: Marint nedre-miocen i Klintinghoved paa Als. *Denmarks Geol. Unders. Raekke 2*, Nr. 65. 1940.
- Telegdi-Roth K.: A Magyar Középhegység északi részének felső oligocén rétegeiről, különös tekintettel az egervidéki felsőoligocénra. — *Koch Emlékkönyv.* 111–126. Budapest 1912.
- Telegdi-Roth, K.: Eine oberoligozäne Fauna aus Ungarn. *Geol. Hung.* **1**, 1–77. 1914.
- Thénius, E.: Tertiär II. — *Handb. strat. Geol.* Stuttgart 1959.
- Vadász, E.: Magyarország földtana. (Akad. Verl.) 1. Aufl. Budapest 1953. 2. Aufl. 1960.
- Zöbelein, H. K.: Über die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän/Miozän (Palaeogen/Neogen) in Westeuropa. *Mitt. d. geol. Ges. in Wien* **52**, (1959) (*Verh. d. Com. du Néogène Méditerranéen*) 245–265. — Wien 1960.

DETERMINATION OF THE RESISTIVITY OF THE SUBSOIL IN THE TIHANY PENINSULA, LAKE BALATON, FROM RECORDINGS OF MAGNETIC PULSATIONS AND TELLURIC VARIATIONS

CH A N L U - S O

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest.
(Received the 15. July 1961)

SUMMARY

By the method proposed by E. R. Niblett and C. Sayn-Wittgenstein, the author made use of the short-period variations in determining the resistivity of the subsoil of the Tihany peninsula, Lake Balaton, Hungary. The resistivity exhibits a gradual increase with depth from 20 ohm-metres to 250 ohm-metres, then it begins to decrease at a depth of 35 kilometres. This latter value is less than the ones obtained abroad. The relative error of the calculation is under 10%.

The quantitative relations between the magnetic and telluric variations were derived, from the Maxwell equations and from the skin effect, by L. Cagniard, A. N. Tihonov [1, 2] and others. The relation involves the periods of the changes and the resistivity of the subsoil, wherefore the analysis of the natural terrestrial electromagnetic field opens up a possibility of determining the mentioned resistivity.

For a homogeneous medium and for continuous currents flowing along the x axis, L. Cagniard derived the following equations:

$$P = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\varrho \cdot T} \qquad \varrho = 2T \left(\frac{E}{H} \right)^2 \qquad (1)$$

where P is the depth of penetration, T is the period and ϱ is the resistivity.

For a general medium, L. Cagniard and A. N. Tihonov have derived the following equations:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial Z^2} + 4\pi\sigma \cdot \omega \cdot i \cdot E_x = 0$$
$$H_y = -\frac{i}{\omega} \frac{\partial E_x}{\partial Z} \qquad (2)$$

By making use of the boundary conditions, L. Cagniard and A. N. Tihonov have determined independently the ratios of the amplitudes and the phase relations vs the period of the variation and have also constructed theoretical curves for several cases to facilitate the accurate evaluation of measurements concerning the upper layers of the Earth [1, 3].

A. N. Tihonov [1], Rikitake [4] and others have determined by the harmonic analysis of the longperiod variations of the electromagnetic

field the depth and resistivity of the Earth's crust, on the assumption of a two-layer earth model of different parameters.

Starting from the work of the above-mentioned authors, E. R. Niblett and C. S a y n - W i t t g e n s t e i n have developed a method using certain assumptions for determining the resistivity of the subsoil vs depth from the measurement of variations of different periods of the natural terrestrial electromagnetic field [5].

The considerations of these authors were based on the Maxwell equations

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} H &= 4\pi j \\ \operatorname{rot} E &= -\frac{\partial H}{\partial t} \\ j &= \sigma \cdot E \end{aligned} \quad (3)$$

The above equations are stated in electromagnetic units, and it is supposed that $\mu = 1$.

Let us assume that the horizontal gradients of the space vectors can be neglected against the vertical gradients, that is,

$$\begin{aligned} j_z &\ll (j_x^2 + j_y^2)^{1/2} \\ H_z &\ll (H_x^2 + H_y^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (4)$$

and that the variation is periodic.

Let us now introduce the symbol $\bar{\sigma}$ for the average conductivity down to a depth Z ; then the equations (3) assume the form

$$-\frac{H_y}{Z} \approx 4\pi\sigma E_x \qquad \frac{H_x}{Z} \approx 4\pi\sigma E_y \quad (5)$$

$$-\frac{E_y}{Z} \approx \frac{2\pi i H_x}{T} \qquad \frac{E_x}{Z} \approx \frac{2\pi i H_y}{T} \quad (6)$$

and hence

$$\bar{\sigma} \approx \frac{1}{2 \left| \frac{E}{H} \right|^2 \cdot T} \quad (7)$$

$$Z \approx \frac{1}{2\pi} \left| \frac{E}{H} \right| \cdot T \quad (8)$$

On the assumption that conductivity is a continuous function of depth

$$\sigma = f(Z) \quad (9)$$

and hence

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{Z} \int_0^Z f(Z) dZ = \frac{1}{Z} g(Z) \quad (10)$$

and

$$\sigma = \frac{dg(Z)}{dZ} = Z \frac{d\bar{\sigma}}{dZ} + \sigma \quad (11)$$

If the medium is a homogeneous one, then $\bar{\sigma}$ is a constant and therefore equation (7) assumes the form

$$\left| \frac{E}{H} \right| = \frac{1}{\sqrt{2\sigma}} \frac{1}{\sqrt{T}} = \frac{B}{\sqrt{T}} \quad (12)$$

This is the equation of a straight line.

In the case of a non-homogeneous medium, the relation $\left| \frac{E}{H} \right|$ vs. $\frac{1}{\sqrt{T}}$ can likewise be represented by one or more straight lines, provided

$$\left| \frac{E}{H} \right| = A + \frac{B}{\sqrt{T}} \quad (13)$$

Then

$$\bar{\sigma} = (2(A^2T + 2AB\sqrt{T} + B^2))^{-1} \quad (14)$$

and

$$Z = \frac{1}{2\pi} (AT + B\sqrt{T}) \quad (15)$$

Eliminating T we get

$$16\pi^2 A^2 Z^2 \bar{\sigma}^2 - (8\pi AZ + 2B^2)\sigma + 1 = 0 \quad (16)$$

By (16) and (11),

$$\sigma = \frac{B^2 \bar{\sigma}}{B^2 + 4\pi AZ(1 - 4\pi AZ \bar{\sigma})} \quad (17)$$

If the relation $\bar{\sigma}$ vs Z is known, it is possible to determine σ as a function of Z .

Making use of the method described above, I have determined the resistivity of the subsoil in the Tihany Peninsula as a function of depth.

In the geophysical observatory of Tihany, I have set up two induction magnetometers of permalloy core, designed under the considerations described in my paper [6]. By the means of these, I have recorded the variations of the two horizontal components of the geomagnetic field. The detailed description of the apparatus is given in my paper „Investigation of the short-period

variations of the terrestrial electromagnetic field in Tihany", in press just now. The telluric recording apparatus was designed and built by T. Nyitrai.

As to the prerequisite (4) of the computation procedure, we may say that whereas it is not satisfied for small depth because of the presence of the Bakony Mountains and of Lake Balaton, it can be considered satisfied for greater depth. I have studied, according to equation (4) the ratio of the variations of the horizontal and vertical components. The pulsation records of the horizontal and vertical components, recorded by two almost identical apparatuses, are shown as Fig. 1. It is apparent that inequality (4) holds. From the slow-

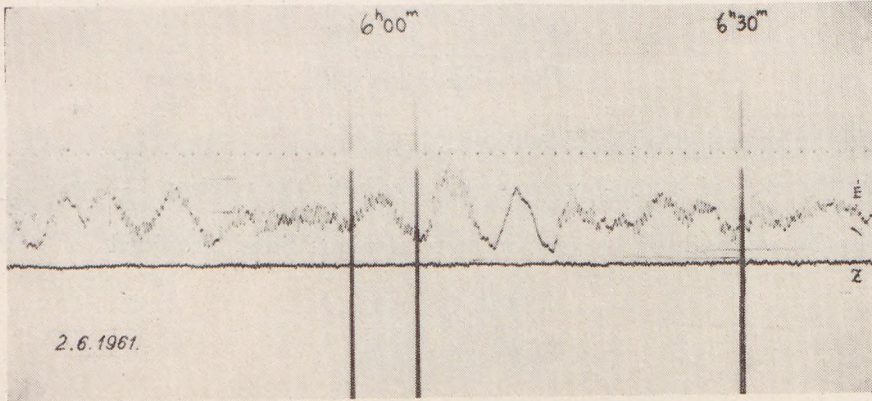


Fig. 1. Recordings of the permalloy-core horizontal and vertical pulsation magnetometer.

speed geomagnetic records of Tihany for December 1960, I have computed the ratio of the one-hour variations of the horizontal and vertical component. Its mean value is about 5.5.

In the records, the correlation of the variations of the two fields is obvious. This is due to the over-damping of the galvanometer (7). I have chosen parts of the record where the curve can be identified beyond doubt and the amplitudes are large (generally above 2 mm). Thus the relative error of amplitude measurement is less than 5 percent. I have refrained from performing a harmonic analysis: on the contrary, I have restricted myself to the determination of the amplitude ratios quasi-sinusoid variations and I have avoided those sections where there are superposed shorter-period variations on the telluric record of longer-period variations, whereas no longer-period variations are discernible on the magnetic record. I have marked on the records the corresponding maxima and minima (Fig. 2.) and read off the amplitude and the half-period and computed the amplitude ratio. The results were grouped by their periods and averaged. The results thus obtained are listed in Table I. and plotted in Fig. 3.

Fig. 4. represents the amplitude ratios as plotted against $\frac{1}{\sqrt{T}}$. Since in the following only period groups of an abundance above 15 were considered, we

Table I.

Comprehensive table of the determined amplitude ratios

Component Amplitude ratio Period in sec	$M_N - T_E$			$M_E - T_N$		
	Number of cases	Sum of A. R.	Mean A. R.	Number of cases	Sum of A. R.	Mean A. R.
< 40	1326	2559,0	1,93	577	1588,4	2,75
40 - 80	614	866,8	1,41	945	1919,3	2,03
80 - 120	335	336,1	1,00	299	514,5	1,72
120 - 160	125	111,8	0,89	138	222,6	1,61
160 - 200	50	40,1	0,80	45	61,6	1,37
200 - 240	36	26,5	0,73	22	25,6	1,16
240 - 280	26	16,6	0,64	18	19,8	1,10
280 - 320	13	7,4	0,57	7	6,8	0,98
320 - 360	4	2,2	0,55	4	3,6	0,91
360 - 400	10	5,4	0,54	2	1,6	0,85
400 - 480	8	4,2	0,52	2	1,4	0,71
480 - 560	4	1,8	0,45	1	0,6	0,60
560 - 640	9	3,2	0,35			
640 - 720	2	0,6	0,32			
720 - 800	5	1,3	0,25			
> 800	2	0,5	0,26			

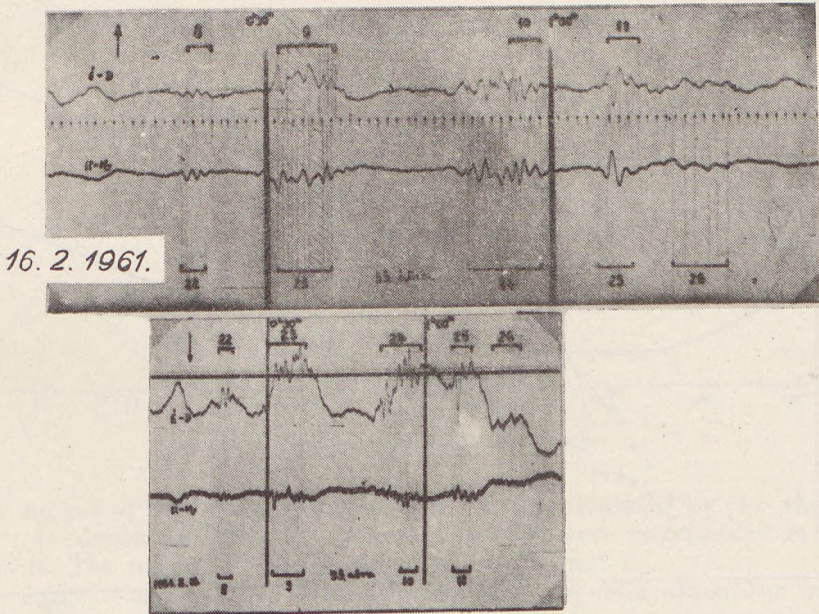


Fig. 2. The markings of the maxima and minima serving the determination of $\left| \frac{E}{H} \right|$.

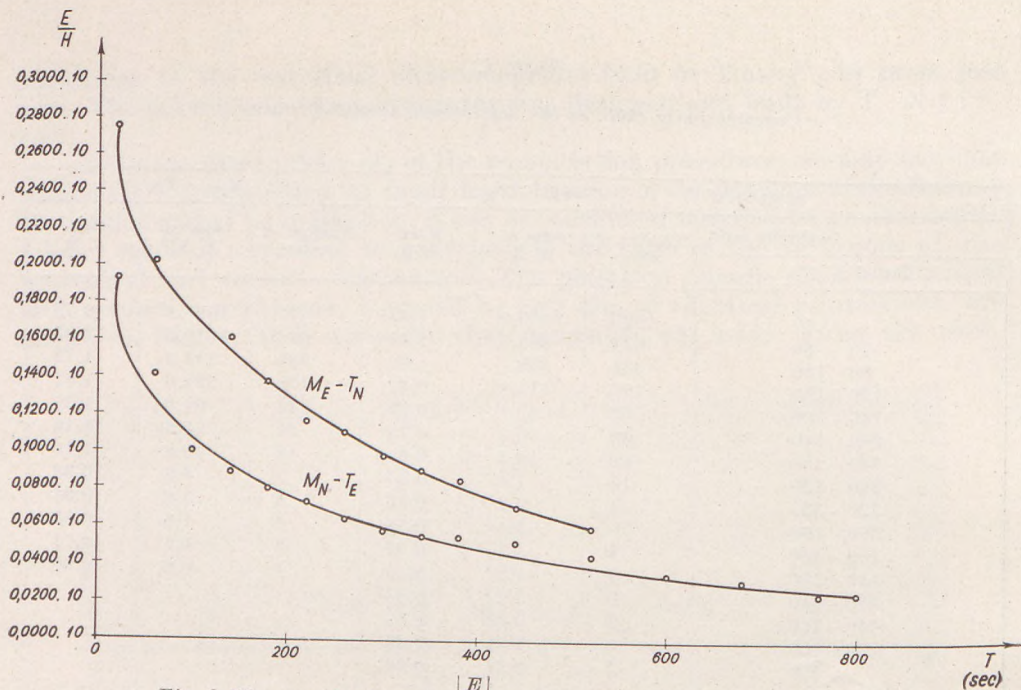


Fig. 3. The amplitude ratio $\left| \frac{E}{H} \right|$ vs. the period of the variation.

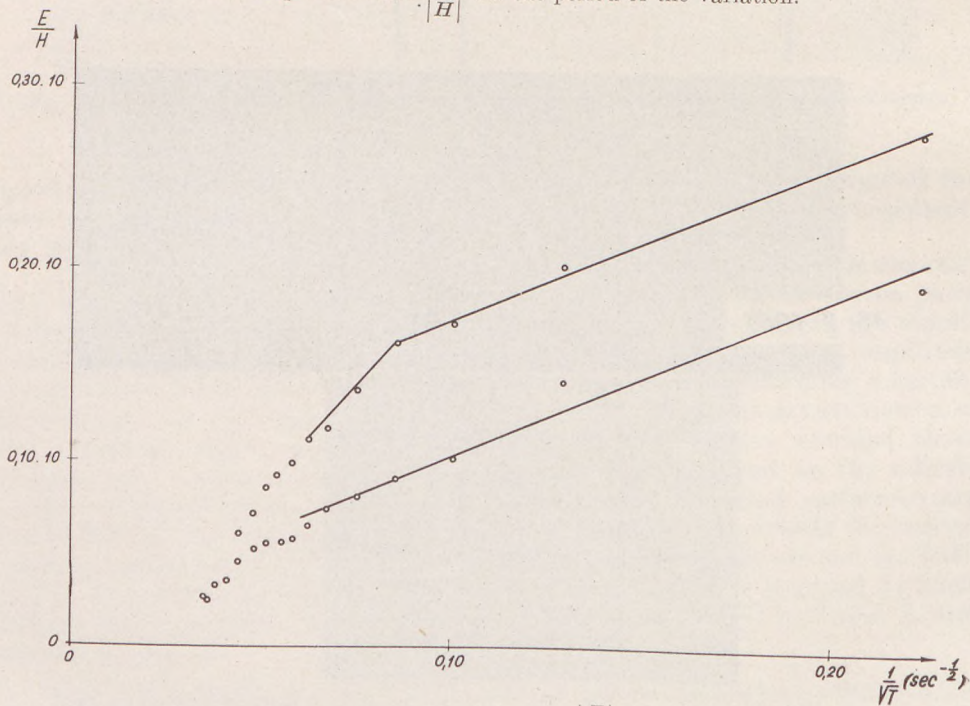


Fig. 4. The amplitude ratio $\left| \frac{E}{H} \right|$ vs. $\frac{1}{\sqrt{T}}$.

can state concerning Fig. 4. that the relation $\left| \frac{E}{H} \right|$ vs. $\frac{1}{\sqrt{T}}$ can be described in the $M_N - T_E$ component with one straight line, $\left| \frac{E}{H} \right| = A_1 + \frac{B_1}{\sqrt{T}}$ whereas in the $M_E - T_N$ component two lines $\left| \frac{E}{H} \right| = A_2 + \frac{B_2}{\sqrt{T}}$ and $\left| \frac{E}{H} \right| = A_3 + \frac{B_3}{\sqrt{T}}$ are required. The constants were determined by the method of least squares, with the following results:

$$\begin{array}{ll} A_1 = 0,0225 & B_1 = 0,788 \\ A_2 = 0,086 & B_2 = 0,87 \\ A_3 = -0,314 & B_3 = 6,16 \end{array}$$

Using these constants, I have calculated by (16) the mean conductivity. The results are shown as Fig. 5.

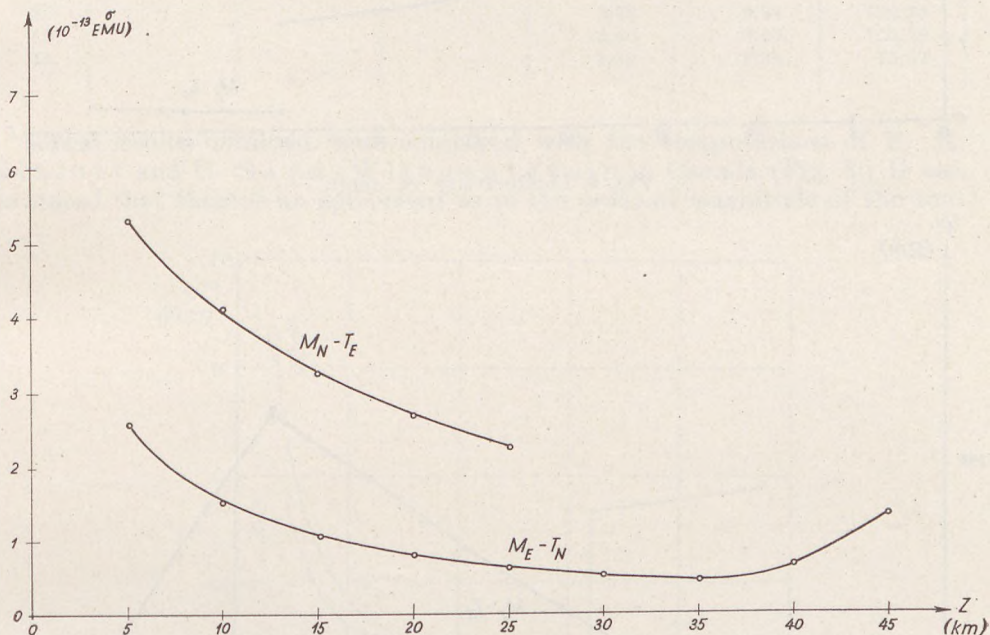


Fig. 5. Mean conductivity vs. depth.

Making use of the obtained values of $\bar{\sigma}$ I have calculated by (17) the conductivity vs depth function. The obtained results were recomputed in ohm-metre units. The results are represented by Fig. 6. and 7.

The relative error of the calibration of the magnetic apparatus is 1,65 percent (7), that of the telluric apparatus is 6 percent for the variation of both fields, the relative error of the reading of the photorecords is 5 percent. Thus the relative error of the amplitude ratios is 9,4 percent. In order to in-

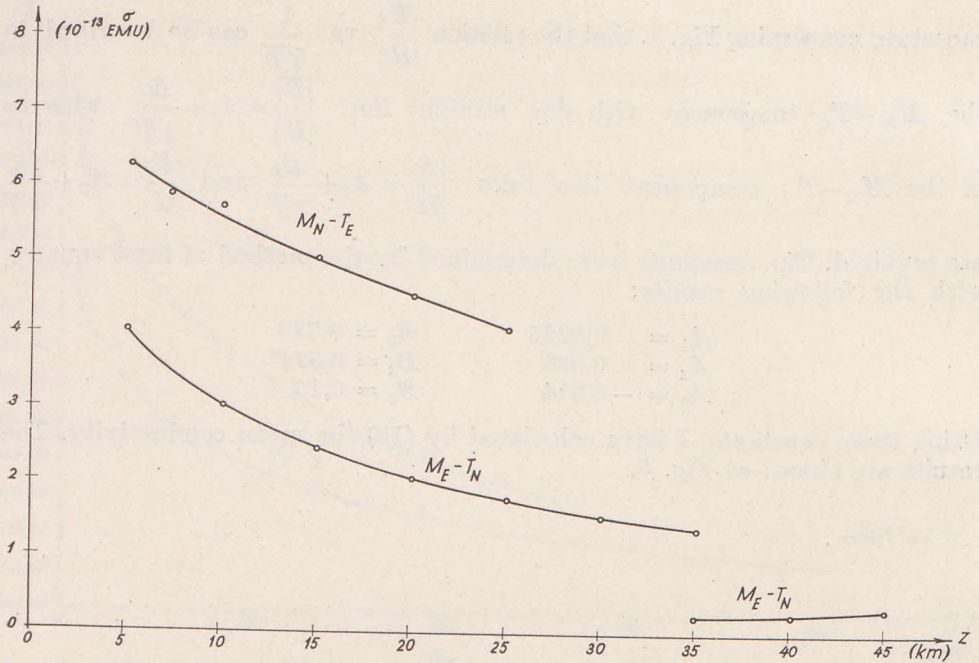


Fig. 6. Conductivity vs. depth.

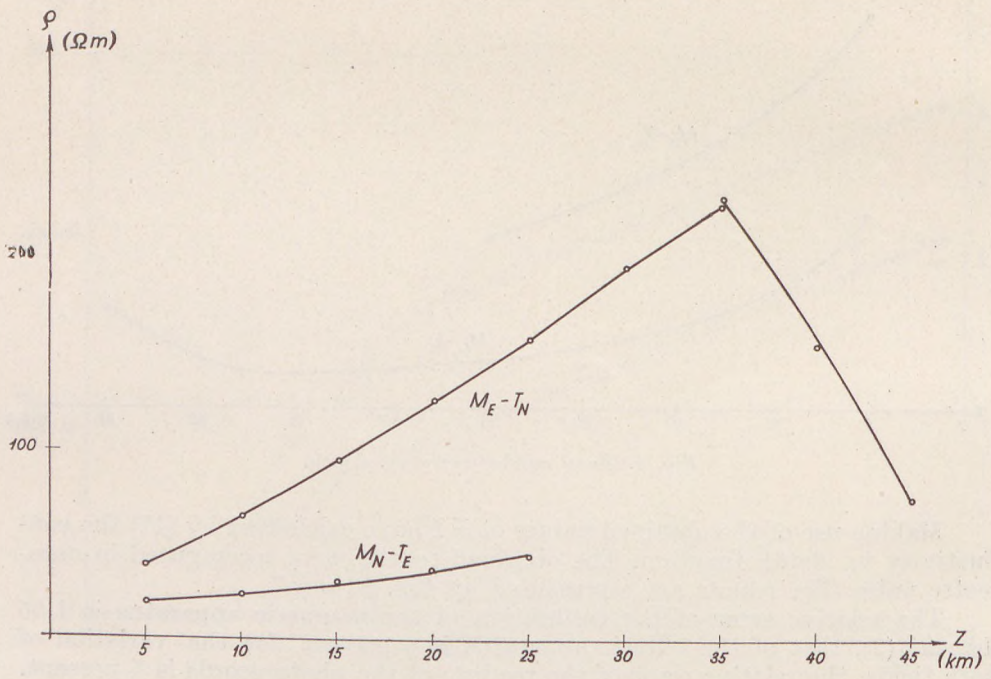


Fig. 7. Resistivity vs. depth.

crease the accuracy of the calculation, we have considered the averages of several amplitude ratios, whereby the error became a statistical one. The mean statistical error was found to be 0,0606 for $M_N - T_E$ and 0,0143 for $M_E - T_N$, whereas the relative error is 6,29 percent for $M_N - T_E$ and 9,17 percent for $M_E - T_N$.

Table II.
Determination of the resistivity of the subsoil

Z (Km)	$N_N - T_E$			$M_E - T_N$		
	$\bar{\sigma}$ (EMU $\times 10^{-13}$)	σ (EMU $\times 10^{-13}$)	ρ (Ω m)	$\bar{\sigma}$ (EMU $\times 10^{-13}$)	σ (EMU $\times 10^{-13}$)	ρ (Ω m)
5	6,25	5,31	18,83	4,04	2,58	38,76
10	5,70	4,12	24,27	3,01	1,53	65,36
15	5,00	3,25	30,77	2,43	1,06	94,34
20	4,50	2,69	34,17	2,05	0,79	126,58
25	4,10	2,26	44,25	1,78	0,63	158,73
30				1,58	0,51	196,07
35				1,42	0,43	232,55
35				2,28	0,44	229,35
40				2,65	0,65	154,79
45				3,36	1,33	75,47

The results obtained were compared with the computations of E. R. Niblett and C. Sayn-Wittgenstein in Canada (Fig. 8.) It can be stated that there is an agreement as to the order of magnitude of the con-

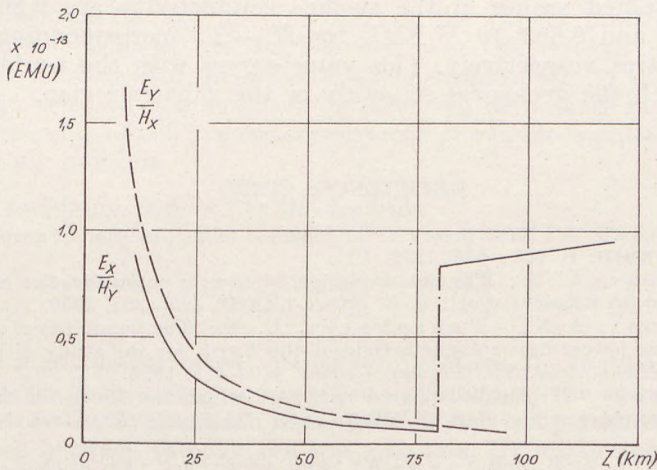


Fig. 8. Conductivity vs. depth according to E. R. Niblett and C. Sayn-Wittgenstein.

ductivity (10^{-13} EMU), but in their case the increase of conductivity takes place in a depth of 80 km only, whereas in our case it came about in a depth as small as 35 km. A comparison with the results arrived at in the Soviet

Union (8) shows (Fig. 9) that the resistivity obtained in Hungary is less, about 250 ohm-metre at the outside, and that in the Soviet Union the decrease of the resistivity sets in at a depth of 55 km. The depth differences can be due to local factors, however, the decrease of resistivity in a depth range of 30 to 100 kilometres is undeniable.

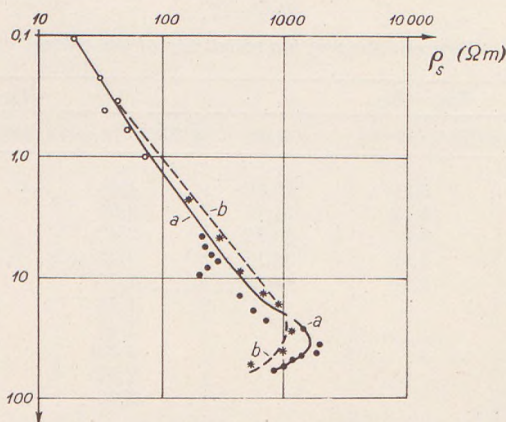


Fig. 9. Resistivity vs. depth according to Kraev.
a) dipole method, b) four-point method.

The differences evident in the upper sections of the two curves are due firstly to the inhomogeneity of the medium, and secondly, to its anisotropy. The obtained values of the surface conductivity are $0,806 \cdot 10^{-12}$ EMU for $M_N - T_E$ and $0,663 \cdot 10^{-12}$ EMU for $M_E - T_N$, corresponding to 12,4 and 15,1 ohm-metres, respectively. This value agrees with the world wide results (5,8) and with the geological structure of the Tihany region.

REFERENCES CITED

1. Cagniard, L.: Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics* **XVIII**, P. 605 - 635, 1953. VII.
2. Tihonov, A. N.: The determination of electric characteristics of deep layers of the Earth's crust (in Russian). *Dokl. A. N. SSSR*. **LXXIII**, 295 - 297, 1950.
3. Tihonov, A. N., - Sahsuvarov, D. N.: The possibility of utilization of the impedance of the actual electromagnetic field of the Earth for the study of its upper layers. (In Russian) *Bulletin Acad. Sci. Geophysics series*. 410 - 418, 1956.
4. Rikitake, T.: Elektromagnetic induction within the Earth and its relation to the electrical state of the Earth's interior. *Bulletin of the Earthquake Res. Inst.* **XXVIII**, 45 - 100, 1950.
5. Niblett, E. R. and Sayn-Wittgenstein, C.: Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method. *Geophysics* **XXV**, 998 - 1008, 1960.
6. Chan Lu-so: The planning of apparatuses for the recording of geomagnetic pulsations. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica*, **IV**, 39 - 58, 1961.
7. Chan Lu-so: Földi elektromágneses tér rövidperiódusú változásainak tanulmányozása Tihanyban (in Hungarian). (Study of short-period variations of the terrestrial electromagnetic field in Tihany. *In press*). *Geofizikai Közlemények*.
8. Porstendorfer, G.: Tellurik. Grundlagen und Anwendungen. *Freiberger Forschungshefte* **C 16**, 1954.

ON THE ENERGETICS OF THE UPWARD AIR MOTION

F. D É S I

Meteorological Institute, Eötvös University, Budapest

(Received May 22, 1961)

SUMMARY

Reference is made to former papers of the author dealing with the correction of virtual temperature, with the energy of instability, vertical velocity, equilibrium states, and after an analysis of the energy-equation of the upstreaming isolated parcels of air computations are given concerning the expansion caused by insolation. The processes of the upward air motions and heat thunderstorms are analyzed and some characteristic features are stated by indicating that no over-estimation should be given to the moist-labile state, because in the first place not the lapse rates must be taken into consideration but the difference of potential temperatures of the air masses lying on and communicating with each other.

It can be proved that the formulae of virtual temperature are inexact because the mass of the water droplets due to condensation, and the heat released by condensation are not taken into account in them. The well-known formulae are meant here indicating the virtual temperature as a function either of the mixing ratio or the specific humidity or the vapour pressure [1], [2]. As an evident conclusion it can be followed that the virtual temperature, corrected by considering also the mass of water droplets due to the condensation and to the released condensation heat, allows of a more exact analysis of some problems, e. g. of the present conceptions about the energetic processes of the upward air motions.

In one of foregoing papers [3] the formula

$$T_v = T(1 + 0,604S) \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) \quad (1)$$

was derived to give the corrected virtual temperature T_v . In this formula T is the temperature, S the saturation specific humidity, c_p the specific heat at constant pressure, r the evaporation-heat, and ΔT the temperature difference to be determined between the dry and wet adiabats. By neglecting the factor $-c_p/r \cdot \Delta T$ the wellknown formula of the virtual temperature is obtained but this means at the same time also the neglect of the mass of water droplets forming continually in the vertically ascending saturated air (due to condensation), and also the neglect of the heat released during the process of condensation.

In a saturated air-layer of the thickness h , within which the friction is neglected and the gradients of the state parameters are assumed continuous

and constant, the virtual temperature T at level z (i. e. $0 < z < h$) is determined by equation

$$T = T_0 - \frac{\gamma'_z}{100 \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right)}. \quad (2)$$

(In the course of the following always virtual temperature expressed in absolute degrees are meant, even when — for the sake of simplicity — the term „temperature” is used). T_0 is the temperature measured at the lower side of the layer, and γ' is the moist adiabatic lapse-rate. Equation (2) relates to a unit air-mass in which the water vapour has become saturated in consequence of the lifting. It is to be seen again that the neglect of the member $-c_p/r \cdot \Delta T$ results in the usual expression of the temperature T at level z (In the place of γ' the dry adiabatic lapse-rate γ^* will occur). Equation (2) can be solved also for γ' .

In connection with equation

$$\frac{dv_z}{dt} = g \frac{T - \bar{T}}{\bar{T}} \quad (3)$$

expressing the acceleration of the air-parcel, it is to be remarked that this equation can be applied only for the motion of a dry and unsaturated parcel of air and in case of a saturated one, it applies only if the weight of the water droplets forming in it will be neglected. (\bar{T} is the environmental temperature at level z ; g is the gravitational acceleration, and T is the temperature of a unit air-parcel arriving to the level z in time t with velocity v_z). If exact computation is required, formula (1) is to be applied, and this correction means that the weight of the droplets will diminish the acceleration of the ascending air-parcel of the cloud.

Starting from (3), the work, done by the unit of mass and transmitted to the environment, during the ascent from level 0 to level z , can be expressed by

$$A = g \int_0^z \frac{T - \bar{T}}{\bar{T}} dz. \quad (4)$$

$\bar{T}(z)$ is the environmental temperature and $T(z)$ is the temperature of the ascending parcel of air which can be determined up to the condensational level on the dry adiabat, and above this on the moist adiabat. It must be added however, that the parcel of air will change its temperature (on account of the relative increase of density, caused by droplets, and temperature decrease respectively), along a virtual moist adiabat which lies between the dry and moist adiabats. On basis of the correctional factor $(1 - c_p/r \cdot \Delta T)$ it can be concluded that the virtual moist adiabat lies nearer to the moist adiabat than to the dry one.

Using the gas equation, formula (4) can be brought to the following form:

$$A = -R_l \int_{p_0}^p (T - \bar{T}) d \ln p = -R_l F, \quad (5)$$

where p_0 and p denote the pressure at levels 0 and z , and R_l is the gas constant of the dry air. Equation (5) gives the lability energy for the unit of mass on a diagram paper made with a linear temperature scale and logarithmic pressure scale. The rate of the lability energy will be the area F determined by the environmental temperature curve $\bar{T}(z)$ and the individual temperature curve $T(z)$. On account of the increase of density and decrease of temperature respectively, the plotting of the virtual moist adiabats too, seems to be serviceable, because by their use the lability energy can be determined more exactly above the condensational level.

By introducing the corrected value of the virtual temperature the equilibrium conditions too can be treated in a more general form. Mention must be made here of the fact that the definition used in the literature is incorrect. This definition is the following: a saturated parcel of air in an unsaturated or saturated environment is in an unstable, neutral or stable equilibrium if the environmental virtual lapse-rate is larger, equal or smaller than the moist adiabatic lapse-rate. As shown in a preceding paper [3], a closer approximation can be attained by applying the inequality

$$-\frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT}(ST) \right] \cong -\frac{d\bar{T}_v}{dz}, \quad (6)$$

where dT/dz is the lapse rate of the ascending saturated parcel of air, $d\bar{T}_v/dz$ the environmental virtual lapse rate, and S the saturation specific humidity. Although a closer approximation can be obtained by (6), the weight of the droplets condensed in the ascending cloud air parcel is still not taken into consideration. If that too, is taken into account, the inequalities

$$-\frac{dT}{dz} \left[1 + 0,604 \frac{d}{dT}(ST) \right] \left(1 - \frac{c_p}{r} \Delta T \right) + T(1 + 0,604S) \frac{c_p}{r} \frac{d(\Delta T)}{dz} \cong -\frac{dT_v}{dz} \quad (7)$$

will contain the equilibrium conditions [4].

It can be also proved that (5) may be deduced also in the form of

$$A = g \frac{\bar{\gamma} - \gamma}{\bar{\gamma}} h \left\{ 1 - \left(1 - \frac{\bar{\gamma}}{\bar{\gamma} - \gamma} \frac{\bar{T}_0 - T_0}{\bar{T}_0} \right) \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\bar{\gamma} h}{100 \bar{T}_0} \right) + \dots \right] \right\} \quad (8)$$

and this formula can be used very well to the analysis of the equilibrium conditions. [5].

The above remarks, presenting also some new aspects in connection with the main hydrodynamical characteristics of the ascent, could be made evidently within restricted limits, but they are fully sufficient in so far as to give in the following the main characteristics of the energetics of the ascent.

As to the isolated parcels of air the general energy-equation

$$\delta Q = \delta (I + AK + AP) \quad (9)$$

can be applied, where δQ is the variation of the amount of heat, I is the internal energy of the parcel of air, K the kinetic energy, P the potential energy, and A the work-equivalent of the heat.

In case of an adiabatic process $\delta Q = 0$ and thus

$$\delta K = -\delta \left(\frac{1}{A} I + P \right) = -\delta (I' + P). \quad (10)$$

$(I' + P)$ is the entire potential energy. Assuming that within an isolated air mass some parts are not in a stable equilibrium, the smallest impulse will start the rearrangement of the parts, and if they attain a stable equilibrium, the whole of the potential energy will be on the minimum. This decrease, change of the potential energy is of course equivalent to the change of the kinetic energy and the latter may get transformed into heat, in consequence of the friction. If index 0 indicates the starting state and index 1 the final one

$$K_0 - K_1 = I'_1 + P_1 - (I'_0 + P_0), \quad (11)$$

and if the kinetic energy changes into heat

$$I_1 + P_1 = I_0 + P_0, \quad [P_1 < P_0, I_1 < I_0]. \quad (12)$$

The heat-amount δQ be transferred to the lowest part of a stable isolated air mass. The energy is before the heating $I'_0 + P_0$ and after the heating $I'_0 + P_0 + \delta Q$. In case of a sufficient δQ the heated parcels will become unstable, the rearrangement will begin and after its termination the energy will be

$$I'_1 + P_1 = I'_0 + P_0 + \delta Q > I'_0 + P_0, \quad (13)$$

provided that the kinetic energy produced by the rearrangement will become re-transformed into heat. As the intensity-factor of the energy of an isolated air mass has undergone an increase in comparison with the environment (as a consequence of the increase of energy), the energy-surplus must get transferred to the environment. This process will cease only with the disappearing of the difference of intensity. Two forms of the energy-transfer are conceivable: 1. the isolated air mass will become expanded sideways (if upward expansion takes place horizontal gradients will arise) 2. heat will be transferred (at the expense of the internal energy) to the environment. On account of the insignificant temperature differences the latter case seems to be more improbable because the process of the heat-transfer is slower than that of the expansion and the latter starts already at the beginning of the heating.

The relative expansion can be computed on the basis of Gay Lussac's law

$$\frac{v_1 - v_0}{v_1} = \frac{T_1 - T_0}{T_0}, \quad (14)$$

where v_0 is the volume at temperature T_0 before the heating, and v_1 the volume at temperature T_1 after the heating.

Since

$$v_0 = x_0^2 dz \quad (15)$$

and

$$v_1 = x_1^2 dz \quad (16)$$

and so by substituting into (6) and after some transformation

$$x_1^2 dz = v_0 + \frac{T_1 - T_0}{T_0} v_0 = v_0 + \frac{dQ v_0}{c_p m T_0}, \quad (17)$$

because

$$dQ = c_p m (T_1 - T_0) \quad (18)$$

is the amount of heat required to the warming of an air mass from temperature T_0 to T_1 , while c_p is the specific heat at constant pressure.

Dividing (9) with $x_0^2 dz$ and multiplying with x_0^2 we obtain

$$x_1^2 = x_0^2 \left(1 + \frac{dQ}{c_p m T_0} \right), \quad (19)$$

or in approximation

$$x_1 \cong x_0 \left(1 + \frac{dQ}{2c_p m T_0} \right), \quad (20)$$

whence

$$\frac{x_1 - x_0}{x_0} = \frac{dQ}{2c_p m T_0}. \quad (21)$$

Applying $m = \rho v_0$, where ρ is the density of air

$$\frac{x_1 - x_0}{x_0} = \frac{dQ}{2c_p m T_0}. \quad (22)$$

As to the left hand side of equation (14) it is to be remarked that (7) and (8) give the volume of parallelepipeds of the height dz , the bases of which are square.

After these preliminary remarks and considering also the results contained in the preceding papers [4], [5] a picture of the process of the upward air motion can be given.

Above the insulated part of the ground the air undergoes an isobaric warming process and its volume will expand. This expansion can be assumed to take place only in sideward directions and not also upwards because in this case a cyclonic circulation would instantly take place. This heating produces instability, and the less warmed air of the environment penetrates under the unstable air mass and forces it to move upwards. When ascending, it will drive out air from its place, this will either flow under the rising air or it will change place with the air penetrating from the side under the ascending air. When the

virtual temperature of the ascending (and in the course of this process adiabatically cooling) air becomes equal to the virtual temperature of the environment, the ascent will stop. In the air-space, assumed as consisting of n layers with thickness dz , where the ascending and descending motions take place, the mechanism of these motions can be described as follows: While the lowest layer of the thickness dz (being in contact with the surface) attains the height ndz , all the other layers ($n - 1$) of the thickness dz , lying at this moment under it, will sink with the height dz . The air ascending to the height ndz has cooled down adiabatically to

$$T_0 - \frac{ndz}{100} \quad (23)$$

degrees, and all the other layers lying under it warmed with $dz/100$ degrees in comparison with its environment. Thus the $n - 1$ air column of the height dz became also with $dz/100$ degree warmer than its environment.

At the beginning of the insolation the height ndz will be smaller and with the increase of the insolation larger, and it will attain its maximum when the surface temperature will be also of a maximum. Depending on the stability of the atmosphere the height ndz attains in summer 2–3 km (the top of the cumulus) or sometimes, in thunderstorm situations, 4–5 km. Cumulonimbus clouds of the height 8–10 km are not brought about by ordinary process of convection.

The ordinary process of the upward air motion is extremely slow and a layer will possibly take part in it repeatedly because, due to the quick heating near the ground, the layers ascending later will get above those ascending earlier and the latter ones, by gradually sinking, will get again to the surface of the ground. The horizontal extent of the ascending layers is very small, particularly at the beginning of the process: the air particles, being thinner than their environment, will stream upwards in yarn-like air-channels. In the environment a descending motion of larger cross-section and smaller velocity will take place. As to the kinematics of the process another conception too, can be assumed but it does not make any change in the essential characteristics: the ascending parcels of air will cool adiabatically and the descending ones will warm, and thus — if no friction and mixing takes place — the height ndz will be determined by the level of the equalization of the temperature (density), be it either in consequence of the ascent of isolated parcels of air or due to an upward motion taking place continuously in thinner or thicker air channels. (In the atmosphere this can be observed on the spreading out of the chimney smoke.)

The friction and mixing dissipates heat from the ascending air layers reducing thus the top point of the upward motion. The dissipated heat will be transferred to the environment. All this reduces the instability and the potential energy in the ascending + descending air masses taking part in the process but in relation to the outer air masses which do not take part in the process, their instability will increase.

In summer when the insolation is considerably larger than the radiation, in a prolonged anticyclonic situation the air mass situated under the top of the ascent may warm up in comparison with the air masses situated above

the top, because the heat insolated on the surface of the earth will be transported by the upward motion to the air mass under the top, thus considerably diminishing the stability of the stratification. Moist-lability too, can arise if the lower layer contains much humidity and the condensation level is under the top. In such situations the development of an air mass thunderstorm may get started by a smaller or larger impulse. The impulse may be of a mechanical origin, e. g. a lower wind system directed towards the unstable region, caused by the change in the general pressure-distribution, but it can be also of a thermic character, if it is brought about by the cooling of the environment or the strong warming of the unstable region (e. g. bare sand-ground next to vegetation).

In the ordinary cases of frontal thunderstorms (invasion of cold air on the ground, warm air upsliding on cold air masses, downstream of the cold air in the height etc.) it is characteristic that their instability will develop very slowly and during a long time above a comparatively large region. On the other hand, the instability of the heat thunderstorms may be of a long duration because, as a consequence of an impulse the equilibrium will become disturbed only above a territory of not more than some hundred km² but not outside of that. To their rise it is also needed that a large territory be covered by a thick and very warm layer with a big and potentially very cold air mass on it in which also the lapse rate is large. Mention must be made here that the so-called super-adiabatic stratification to be observed frequently in summer up to the height of about 0,5–1 km is in itself unable to produce unstable rains, but as a cause inducing the process it is sufficient if the other conditions are favourable.

As a short recapitulation of the characteristics of heat thunderstorms it can be stated that the quantitative factor of the energy required to their formation is large (the buoyancy of the lifting parcels is about $10^9 - 10^{11}$ mkgr), and the intensity-factor is small (the top of the ascent is about 10^4 m). The final velocity u occurring in the process [5], the velocity of the ascending parcel of air at the top point is many times less than \sqrt{A} , where A is the absolute value of the algebraic sum of the work done by the buoyancy (summed up to the top). Otherwise the summation gives a negative value; u is directed upwards because else the lifting parcel of air could not attain the top by spontaneous ascent.

Completeness could not be strived at within the limited compass of this paper. From the direct and indirect aerological measurements and observations evidently many other conclusions too, can be drawn in connection with the upward air motions and heat thunderstorms. Many problems can be also raised in the theoretical line. The questions in connection with the phenomena of the upward streams and the thunderstorms were treated in rough lines and in some places only from the qualitative point of view, with special regard to the heat thunderstorms, and mainly with the aim of proving that the importance of the moist-labile state must not be over-estimated from the point of view of the origin of thunderstorms. It is often left out of consideration that above the condensation level the lapse rate is very near to the moist-adiabatic rate, and at the higher levels with large lapse rates (0,7–0,9° C/100 m) the wet-adiabatic rate is of the same order of magnitude. Thus, from the point of view of the formation of thunderstorm-phenomena not the intensity and

quality of the lapse rates of the layers are of the foremost importance but the great difference ($9-10^{\circ}$ C) between the potential temperatures of the huge layers lying on and communicating with each other.

REFERENCES

- [1] Dési F.: A virtuális hőmérsékletéről. *Időjárás* 1956. **60.** 114 - 115.
- [2] Dési F.: A virtuális hőmérséklet korrekciójáról. *Időjárás*. 1961. **65.** 31 - 34.
- [3] Dési F.: Über das Gleichgewicht eines gesättigten Luftteilchens. *Archiv f. Met., Geoph. und Biokl.* Serie A. **II.**, 2-3. Heft 1950. 305 - 307.
- [4] Dési F.: Gleichgewicht des Wassertröpfe enthaltenden Wolkenluftquantums. *Időjárás*, 1960. **64.** 65 - 71.
- [5] Dési F.: Vertical motion of isolated air particles. *Időjárás*, 1960 **64.** 129 - 137.

UN NOUVEAU TUBE D'ANNÉLIDE TROUVÉ AUX ENVIRONS DE BUDAPEST

E. DUDICH JR.

Institut Paléontologique de la Faculté des Sciences, Budapest
(Manuscrit reçu le 15 septembre 1961).

Le géologue P. Szatmári a recueilli dans la gravière de Budapest—Alsómátyásföld un fossile problématique, et l'a cédé pour examen à l'Institut Paléontologique de l'Université Eötvös.

La trouvaille se constitue d'un tube sableux cimenté d'une matière silicieuse, 8 cm long, ouvert à l'une, fermé à l'autre extrémité (Fig. 1.) Il a été trouvé dans une couche de gravier sableux gris, d'une épaisseur de 8,30 m. Selon le collecteur, cette couche se compose des matières granulométriquement très variées (à deux maxima: 17 et 0,5 mm), contenant des concrétions. La faune de la couche comprend des Coralliens, des Anomies, des Pectens, un Balanus, des Bryozoaires, des dents de Carcharodon et de Lamna, et un fragment de vertèbre d'un Cetotherium. L'âge déterminé de la couche est Helvétien.

Il s'agit très probablement d'un tube d'Annélide tubicole, ayant été situé verticalement dans les graviers sableux au fond de la mer helvétique.

Les tubes de ce type contiennent tout le corps des vers vivants en eux, sauf la région céphalo-thoracique avec les branchies et les tentacules filiformes.

Suivant la classification des traces de vie proposée par Seilacher et adoptée par Lessertisseur (1955) aussi, notre trouvaille peut être placé dans le groupe des *Domichnia* partiellement endogènes.

La place zoosystématique de l'animal qui l'a produit, peut être assignée dans la famille Sabellariidae ou bien Sabellidae du groupe „Sédentaires” des Annélides Polychètes.

Les tubes construits par les espèces des familles susmentionnées sont si semblables entre eux, qu'il est tout-à fait impossible de les distinguer en absence du corps mou du vers. C'est pourquoi la place systématique des trouvailles fossiles, provenant du Paléozoïque, et du Néogène de la Suisse, est discutée. (Roger 1952 et 1959.)

L'habitat des espèces de chacune des deux familles est la mer et principalement la zone littorale.

La larve s'établit sélectivement au fond de gravier, en compagnie des

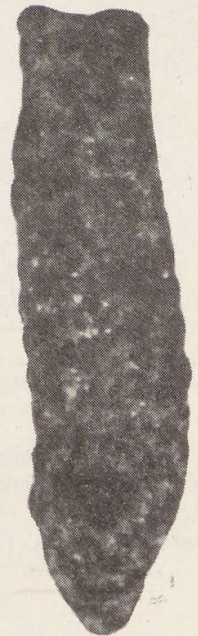


Fig. 1. Vue latérale du tube. Grandeur originale.

Algues, des Coralliens et des Bryozoaires. L'animal secrète un tube muqueux, plus ou moins corné. En croissant, il applique en ligne spirale des grains de sable, de gravier, ou des débris coquilliers au tube. Ils sont collectés par les tentacules filiformes, et poussés vers la bouche par les cils de gouttières intertentaculaires. (Fig. 2.) Sur la face ventrale des 2-5. métamères se trouvent des diverses cellules sécrétoires volumineuses. La stabilisation du mucus secrété est un procès biochimique qui s'effectue sous l'action d'une enzyme phénol-oxydase. (F a u v e l 1959.)

On peut considérer la silification du tube comme épigène.

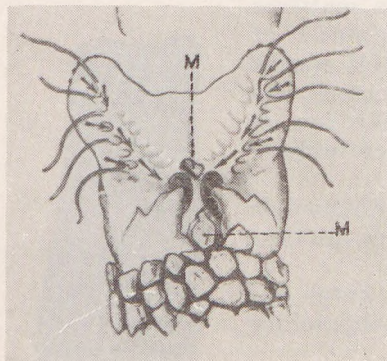


Fig. 2. *Sabellaria alveolata*, construisant son tube. M-grains de sable. (d'après P. Fauvel fig. 14c.)

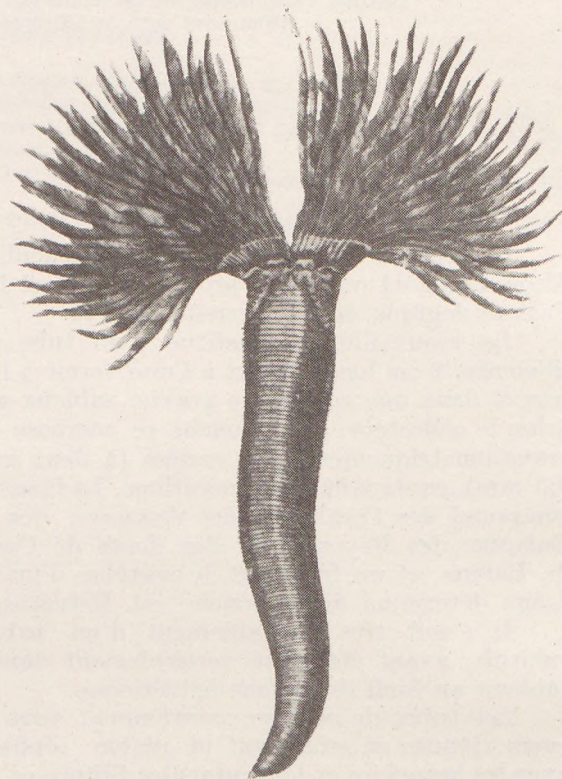


Fig. 3. *Sabellastarte indica* (Sabellien), récent. Un peu réduit (d'après P. Fauvel, fig. 153.)

Le lithofaciès et le biofaciès de la trouvaille sont en pleine accordance avec l'écologie et la cénologie du groupe sus-mentionné. La plus grande ressemblance morphologique et structurale peut être constatée avec l'espèce récente *Sabellastarte indica*. (Fig. 3.)

DESCRIPTION SOMMAIRE:

Sabellastartites arenaceus g. n. sp. n.

Derivatio nominis: du genre récent *Sabellastarte* et de la matière sableuse du tube.

Locus typicus: Gravière de Budapest—Alsómátyásföld.

Stratum typicum: Miocène, Helvétien.

Diagnosis: Tube sableux, cimentation silicieuse; ouvert à l'une, fermé à l'autre extrémité; à mi-longueur engrossi; un peu arqué.

Dimensiones: Longueur 80 mm

Diamètre externe 16 mm

Diamètre interne 10 mm

Diamètre maximale 21 mm. } à l'extrémité ouverte

BIBLIOGRAPHIE CITÉE:

1. Fauvel, P.: Classe des Annélides Polychètes. (dans: „*Traité de Zoologie*.“ Grassé, V. Paris 1959).
2. Lessertisseur, J.: Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. (*Mém. Soc. Géol. Fr., N. S. XXXIV. Paris 1955*).
3. Roger, J.: Classe des Chaetopodes. (dans: „*Traité de Paléontologie*“. Piveteau, II., Paris 1952).
4. Roger, J.: Annélides fossiles (dans: „*Traité de Zoologie*“ Grassé V., Paris 1959).

CANCELLOPHYCUS ET CHONDRITES, DEUX TRACES DE VIE DU DOGGER INFÉRIEUR DE LA PARTIE DU N DE LA MONTAGNE BAKONY

Par

B. GÉCZY

Institut de Paléontologie de la Faculté des Sciences
(Manuscrit reçu le 22 février 1961.)

RÉSUMÉ

Dans le complexe de calcaire nodulaire, argileux, rouge, de type „Ammonitico rosso” du Dogger inférieur du fossé Tüzköves à Bakonycsérnye, on a trouvé deux traces de vie qui peuvent être considérées comme des *fofinichnia* des Vers, notamment *Cancellophycus scoparius* et *Chondrites* sp. Ainsi ces traces de vie existent même, d'une manière subordonnée, dans les sédiments abyssaux, caractéristiquement méditerranéens.

C'était L. Bogsch (1954) qui a attiré l'attention des milieux compétents de notre pays à l'importance des traces de vie fossile. Fülöp (1958) présente les traces de vie bien variées du complexe du Crétacé inférieur de la Montagne Gerecse. Une étude détaillée sur les traces de vie miocènes du dépt. de Nógrád, par S. Vitális sera publiée dans le tome IV. des *Ann. Univ. Sci. Budapestensis, Sect. Geol.* Dans nos formations jurassiques on trouve aussi des traces de vie. Les types que nous allons présenter ont été récoltés d'une localité fossilifère d'Ammonites du Bakony Septentrional, devenue classique à la suite de l'activité de Prinz (1904): du fossé Tüzköves à Bakonycsérnye.

Cancellophycus scoparius (Thiollière 1858)

Pl. I. F.: 1-2.

- 1858. *Chondrites scoparius* Thiollière, p. 718.
- 1858. *Taonurus liasinus* Fischer-Ooster, p. 41-44, T. 1c.
- 1861. *Chondrites scoparius* Th. — Dumortier, T. 12, f. 1-2.
- 1865. *Zoophycos scoparius* Th. — Heer, p. 141. f. 92.
- 1865. *Zoophycus ferrum equinum* Heer, f. 93.
- 1865. *Zoophycus procerus* Heer, f. 94.
- 1886. *Cancellophycus Marionii*. Sap. — Saporta, T. 3, f. 1-2; T. 4, f. 1.
- 1890. *Cancellophycus scoparius* Th. — Schimper, p. 56-57. T. 44.
- 1949. *Cancellophycus?* Gomez de Llarena, p. 8-11, f. 3-4.
- 1952. *Zoophycus scoparius* (Thioll.) Seilacher, p. 104. f. 48.
- 1958. *Cancellophycus marioni* (Sap.) Häntzschel, p. 77. f. 1.

Puisque les conditions d'affleurement avaient été défavorables, on n'a pas pu complètement dégager l'échantillon récolté en 1958, du calcaire nodulaire,

argileux, rose, qui se trouve en place dans l'Aalénien inférieur, observable au thalweg du ravin, au secteur moyen du fossé. La trouvaille — qui se distingue nettement de la roche encaissante du faciès „Ammonitico rosso” consiste en faisceaux de rainures, arqués plus ou moins irrégulièrement d'une manière lobée, d'une part formant un demi-arc de 40 cm de diamètre sur la surface inégale du plan de stratification, d'autre part pénétrant dans le sédiment. Par conséquent, la trouvaille est comparable à une lame ployée en spirale, largement étendue. La largeur des rainures varie entre 2 à 4 mm, en général dépassant la largeur des saillies intermédiaires. Par endroit, les rainures sont remplis de sédiment dont la substance est identique à la roche encaissante. Conformément à la structure spirale, on peut également observer l'allure arquée des faisceaux de rainure au côté inférieur du plan de stratification, épais de quelque 2 cm. Cependant, on ne voit aucune structure, aucun arrangement régulier, à l'intérieur des faisceaux de rainure.

Les trouvailles bien fréquentes dans les sédiments jurassiques, pareilles à un éventail doucement plié, aux traces de balai ou aux plumes de coq, se classent parmi les formes du genre *Cancellophycus*. Au cours de excursion du Colloque sur le Lias, en 1960, sous le guidage obligeant du Prof. T i n t a n t, j'ai pu m'assurer que le *Cancellophycus* de Csernye et celui connu depuis cent années aux localités classiques du Midi de la France étaient identiques. D'ailleurs, des formes spirales, semblables au *Cancellophycus*, existent aussi dans les formations paléozoïques et tertiaires inférieures, bien que sous d'autres noms. Les formes siluriennes sont représentées par le genre *Alectorurus*, celles dévoniennes par *Spirophyton*, celles carbonifères par *Physophycus*, enfin les formes crétaées — éocènes par *Taonurus*.

L'interprétation des *Cancellophycus* fut longtemps discutable. Certains sont d'avis qu'ils soient d'origine *inorganique*. N a t h o r s t (1881), en soulignant le manque permanent de la substance organique, pensait qu'ils étaient d'origine mécanique, et il produisit des formes pareilles dans le laboratoire, par des mouvements turbulents de l'eau. M a r t i n (1904) les considère comme des produits du mouvement mécanique. F l i c h e (1905) les explique également par des mouvements mécaniques, tandis que L e i d h o l d (1915) les considère comme des formes de la désagrégation du plan de stratification. K o r n (1929) ramène la structure spirale des formes paléozoïques à l'action des bulles de gaz, ascendantes du sédiment.

À Bakonycsernye, les possibilités de l'origine mécanique sont exclues, car les caractéristiques indiquant le mouvement de l'eau y manquent totalement.

Les premiers auteurs qui décrivaient le *Cancellophycus* ont souligné l'origine *organique* des trouvailles, tout en cherchant des rapports avec le règne végétal. T h i o l l i è r e (1858), puis D u m o r t i e r (1861), le rangent parmi les algues brunes (Fucacées), H e e r (1865), S c h i m p e r (1869, 1890) et S a p o r t a (1881, 1882, 1886) considère *Cancellophycus* comme des algues marines. En 1882, Saporta a classé *Cancellophycus* dans un groupe à part, parmi les „*Alectoruridae*” caractérisées par la structure spirale. D i e u l a f a i t (1886) est d'avis que *Cancellophycus* est d'origine végétale, cette opinion est renouvelée par M a u b e u g e (1949) et par A n d r e w s (1955) aussi. Selon F i s c h e r - O o s t e r (1958) „*Taonorus*” soit une plante aquatique, et la forme de sa feuille éventailée puisse être modifiée, de diverses manières, par

la houle. — Par là, on ne peut encore expliquer la structure spirale, compliquée de certaines formes, ni le manque total de la substance végétale.

L'origine animale de *Cancellophycus* a été souligné par Lucas (1938) qui les classait parmi les *Alcyonaires*. Selon lui, les spicules des *Alcyonaires*, régulièrement arrangées, prennent part à la construction de *Cancellophycus* ce qui prouve le voisinage entre *Cancellophycus* et les *Pennatulidés* vivants. Cette opinion de Lucas est acceptée même par Alloiteau (1952) qui décrit en détail la propagation et la structure de *Cancellophycus*. Dangeard (1948) signale qu'à côté les spicules des *Octocoralliaires*, on y trouve celles des *Spongiaires*, et il suppose que ces *Alcyonaires* aient été couverts de *Spongiaires*.

Le grand (1948) à son tour est d'avis que l'hypothèse de Lucas par rapport à *Spirophyton* est peu fondée; en conformité avec cette opinion Baye (1956) ne classe *Cancellophycus* parmi les *Alcyonaires* que sous toute réserve. Häntzschel (1948) souligne à juste titre les différences morphologiques fondamentales entre *Cancellophycus* et les *Octocoralliaires*. — Selon Fuchs (1895) la substance de structure spirale dans le flysch est pareille à l'oothèque des *Gastéropodes* marins, actuels.

Il faut faire un mérite à Sarle (1906) d'avoir reconnu que *Cancellophycus* était une trace de vie; en connexion avec l'étude de *Taonurus*, cet auteur a décrit en détail l'activité de l'animal fousseur dans la vase de la mer, qui était probablement un *Annélide* appartenant aux *Polychètes*. Douvillé (1907) signale également la similarité entre *Taonurus* et les vermoules. Weiland-Budde (1932) est aussi d'avis qu'une partie des matériaux dévoniens représente des traces d'origine animale, puis Abel (1935) dans sa grande synthèse des traces de vie, accepte l'hypothèse de Sarle. En conformité avec cela, Gomez de Llena (1949) traite de *Cancellophycus* en trace de vie. Dans sa synthèse excellente sur *Spirophyton*, Antun (1950), s'appuyant sur les résultats de Sarle, explique également les traces par l'activité des organismes fousseurs, tout en supposant l'activité éventuelle des larves d'*Arthropodes*. Seilacher (1952) dans sa révision moderne de *Cancellophycus*, analyse soigneusement la morphologie des échantillons, et en induit qu'il s'agit de la trace de vie d'un Ver long et mince. Lessertisseur (1955) le considère comme la trace des *Annélides* sessiles, enfin Häntzschel (1958), sans détermination plus précise, range *Cancellophycus* parmi les traces de vie.

Selon Lessertisseur (1955), *Cancellophycus* appartient aux traces endogènes, plus précisément aux traces de demeure. Seilacher (1952) qui dans son système paléontologique approfondit le mieux les caractéristiques compliquées des traces de vie, les range parmi les „demeures de nutrition”, parmi celles produites par l'endofaune hemissile. Les „demeures de nutrition” servent partie à l'habitation, partie à l'élaboration du sédiment, à la nutrition. La forme centrale et en même temps étendue du système des galeries assure une exploitation absolue de l'espace et de la surface. L'existence des spicules d'*Alcyonaires* et *Spongiaires* dans les galeries est accidentelle; elles y furent portées par l'eau ou y restèrent du sédiment „réduit”. Les „demeures de nutrition” (*fodinichnia*, Seilacher 1952) représentent donc une transition entre les traces de „demeure d'habitation” (*dominichnia*, Seilacher 1952) et les traces de reptation (*repichnia*, Seilacher 1952).

Au point de vue taxonomique, Seilacher considère, *Cancellophycus* comme un synonyme de *Zoophycos* décrit par Massalongo en 1855. Cepen-

dant, puisqu'il y a des différences considérables entre la structure morphologique de *Cancellophycus* et celle des types paléozoïques, il nous semble juste — tout en soulignant que la systématization des traces de vie est artificielle — de distinguer les matériaux jurassiques, d'autant plus que *Cancellophycus* est séparé des matériaux paléozoïques par un intervalle considérable. Même selon Seilacher la question se pose si *Cancellophycus keuperianus* M a u - b e u g e 1949, décrit du Trias, y appartienne. En même temps il est juste de fondre dans la même espèce les échantillons jurassiques dont la structure morphologique présente très peu de différence.

Quant à la propagation géographique, les *Cancellophycus* sont connus depuis longtemps dans le Midi de la France, en Normandie, en Alsace et Lorraine, en Suisse, en Allemagne et en Afrique du Nord. Il paraît que son existence est bien indépendante des caractéristiques du sédiment respectif, vu qu'en Europe occidentale on le trouve dans les roches sableuses, marneuses, schisteuses, tandis qu'à Bakonycsernye on l'observe dans le calcaire nodulaire, argileux, identifiable au faciès „Ammonitico rosso” méditerranéen. De même, la profondeur de la mer était peu importante du point de vue de la propagation verticale de ces organismes. Selon H a u g (1925) il se trouve dans les sédiments de type géosynclinal et de type géantoclinal des Alpes occidentale. A Bakonycsernye, la couche à *Cancellophycus* se range dans la région supérieure de la zone bathyale, sur la base de la réduction de la faune benthique et la dominance des organismes pélagiques méditerranéens. — En revanche, les congénères paléozoïques de *Cancellophycus* sont nettement pélagiques. F r i t e l (1925) mentionne une association de *Spirophyton* et *Lepidendron*. Selon L e g r a n d (1948), *Spirophyton* est caractéristique des formations littorales — sublittorales; selon A n t u n (1950) ils n'apparaissent que dans les aires peu profondes de la mer où le rythme accéléré de la sédimentation empêche le développement de la vie benthique au dessus des sédiments. — Les successeurs de *Cancellophycus*, les *Taonurus* du complexe de flysch crétacé-écocène, se trouvent probablement — comme les *Cancellophycus* mêmes — dans les profondeurs considérables de la mer aussi. Seilacher (1952) explique le manque apparent de la biocoenose résumée sous le nom *Zoophycus*, dans les sédiments actuels, par les propriétés de ces derniers; on ne peut pas étudier d'une manière directe les „demeures de nutrition” dans le sédiment encore non consolidé. Cependant, vue l'étendue bathymétrique des matériaux mésozoïques et cénozoïques, on ne peut encore complètement réfuter l'opinion de F u c h s (1895) qui explique la diminution du nombre des traces de vie dans les périodes jeunes de la géochronologie surtout par le mode d'existence abyssale des organismes qui produisent ces traces de vie.

Les *Cancellophycus* sont inaptés à la détermination précise de l'âge. Dieulafait a prouvé, en 1868 déjà, qu'ils existent dans de divers horizons à l'intérieur du Dogger — Liasique supérieur.

Chondrites sp.

Pl. I. F: 3.

Sur un des échantillons de roche, récoltés dans le fossé Tüzköves, appartenant probablement, d'après la qualité de la roche, au complexe aalénien inférieur, on peut observer un système de galeries, ramifiées, large de 4 à 8 mm,

comprimé en coupe d'une manière lentilliforme. Ce système de galeries perce non seulement la surface du calcaire nodulaire argileux, rouge, mais pénètre à quelques cm dans le sédiment. La couleur du remplissage des galeries est plus claire que la roche encaissante. D'après les particularités morphologiques, cette trouvaille appartient au voisinage des *Chondrites*.

L'histoire de la reconnaissance des *Chondrites* est sous beaucoup d'aspects analogue à celle de *Cancellolophycus*. La conception la plus extrême est celle de K r a s s e r (1889) et P f a f f (1901) qui les considèrent comme des formations anorganiques, celui-ci y voyant un phénomène de gel, semblable à la leur d'hiver.

S t e r n b e r g qui a établi en 1833 le genre *Chondrites*, range ces productions ramifiées dans le règne végétal. F i s c h e r - O o s t e r (1855), E i c h w a l d (1860-68), H e e r (1865), S a p o r t a (1882), S c h i m p e r (1890), grands paléobotanistes du siècle passé, partagent tous l'opinion de S t e r n b e r g. En s'appuyant sur la présence de la substance carbonneuse, G ü m b e l (1896) les a aussi rangés parmi les plantes. Selon M a i l l a r d (1887) ils sont pour la plupart d'origine végétale et ce n'est qu'une partie peu considérable qui appartient au règne animal. S t e i n m a n n (1927) les considère comme des algues planctoniques. A n d r e w s (1950) les range sous toute réserve parmi les algues, tandis que selon F l i c h e (1905) et M a u b e u g e (1950-1954) ils sont les représentants du règne végétal ou du règne animal. — En s'appuyant sur un dépouillement approfondi des matériaux, R o t h p l e t z range une partie des *Chondrites* parmi les *spongiaires siliceux* (*Phymatoderma*); il considère les autres comme des algues. L'opinion de Rothpletz est acceptée par P o m p e c k j (1901) et W a l t h e r (1904), ce dernier classe les formes jurassiques, sous le nom de *Phyllospongia*, parmi les *Ceraospongia*. R i e t h (1932) indique certaines analogies entre quelques *Chondrites* et les *Foraminifères* agglutinés.

En 1866 déjà, S a l t e r explique — d'une manière juste — le système de galeries des *Chondrites* par l'activité des Vers appartenant aux *Annélides*. N a t h o r s t (1881) ramène les matériaux jurassiques et flyschaux aux Vers; puis F u c h s (1895) apprécie d'une manière analogue les riches matériaux „fucoides” du flysch. Selon R e i s s (1910) les galeries sont les produits d'une activité térébrante, pareille à celle des *Annélides*. Après ces observations-là, basées pour la plupart sur l'examen des matériaux, R i c h t e r (1927-28, 1931), en interprétant ces trouvailles, prend pour point de départ la structure morphologique des *Chondrites*, et vu le manque de tout point de rencontre parmi les galeries, il en induit qu'il s'agit de l'activité des animaux fouisseurs souffrant de „phobotaxe”, notamment de *Vers* ou peut-être d'*Arthropodes*. Le système des galeries perforées par l'animal ressemblent au mode de croissance; ramenable au tropisme, des plantes; cependant l'arrangement étagé et le remplissage des galeries ne sont pas d'accord avec la vie des plantes. Les observations de Richter sur la phobotaxe sont confirmées par D e r i s c h (1928) qui a dépouillé de riches matériaux. G ö t z i n g e r - B e c k e r (1932) ramène aussi les *Chondrites* aux Vers. Selon K r e j c i - G r a f (1936-38), l'animal tapisse ses galeries d'excréments et de bave. Selon T a u b e r (1948), cette paroi peut consister en grains d'argile, de mica ou de quartz, ou bien de détritrus végétal. Les galeries ont été produits par des organismes marins, limniques mais non limnivores, semblables à *Pygospio elegans* actuel. En revanche, selon S e i l a c h e r (1952) les *Chondrites* sont des limnivores caractéristiques,

leur croûte consistant en matériaux déjà élaborés et encastrés dans le système de galeries. H a u f f (1953) est aussi d'avis que ce sont des organismes limnivores et fousseurs, L e s s e r t i s s e u r (1955), en s'appuyant sur les résultats de T a u b e r, ramène les galeries à l'activité des *Annélides* fousseurs. S i m p s o n (1957) les considère, à son tour, comme des *Siponculidés limnivores*.

Il est apparent que ces limnivores se trouvent dans les sédiments les plus divers, dans une telle mesure que c'est justement en se reportant au manque de sensibilité de faciès que S t e i n m a n n (1927) les considère comme des plantes planctoniques. Leur existence est surtout intéressante dans les formations caractérisées par la réduction ou le manque total de la vie benthique, notamment dans le flysch et encore davantage dans les schistes à *Posidonia* du Liasique supérieur. R i c h t e r (1935) cite une observation actuelle de H a g m e i e r: les derniers êtres vivants, les plus persistants des parties les plus profondes de la Mer Baltique sont représentés par les *Vers*. Par conséquent, l'existence des *Vers* dans des profondeurs bathymétriques surprenantes d'après les examens du fond marin et les photographies [(H ä n t z s c h e l (1955), L a u g h t o n (1959)] et celle des *Chondrites* à Bakonycsérnye peuvent être coordonnées avec l'image paléogéographique du Bakony Septentrional (G é c z y 1961), tracée sur la base d'autres considérations.

BIBLIOGRAPHIE

- Abel, O.: Vorzeitliche Lebensspuren. *Jena*, 1935.
- Alloiteau, J.: Alcyonaria in Piveteau: *Traité de Paléontologie*. I. Paris 1952.
- Andrews, H. N.: Index of generic Names of Fossil Planta, 1820-1950. *Geol. Survey, Bull.* **1013**, 1955.
- Antun, P.: Sur les Spirophyton de l'Emsien de l'Oesling. *Ann. Soc. Géol. de Belgique* **73.**, 1950.
- Bayer, F. M.: *Octocorallia in C. Moore: Treatise on Invertebrata Paleontology*. I. Kansas 1956.
- Bogsch, L.: Paleoichnológiai adat hazai lajtamészakból. (Une donnée paléoichnologique du Leithakalk hongrois). Az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Évkönyve. *Budapest*, 1954.
- Dangeard, L.: Sur les *Cancellophycus* de la „Malière”. (Lias supérieur de bassin) *Bull. Soc. Linnéenne de Normandie* **I**. sér. 5. 1948.
- Derisch, F.: Über Flysch-Chondriten. *Senckenbergiana* **10**. 1928.
- Dieulafait, L.: Note sur l'oolithe inférieure, les calcaires à empreintes végétales et les calcaires à Entroques, dans le sud et le sud-est de la France. *Bull. Soc. Géol. France* **II/25**, 1868.
- Douvillé, H.: Perforations d'Annélides. *Bull. Soc. Géol. France* **IV**. sér. 7., 1907.
- Dumortier, M. E.: Note sur le calcaire à *Fucoides* basé de l'oolithe dans le bassin du Rhone. *Bull. Soc. Géol. France*, **II**. sér. 18, 1861.
- Eichwald, D.: *Lethaea Rossica*. *Stuttgart*. 1860-68.
- Fischer-Ooster, C.: Die Fossilien *Fucoiden* der Schweizer Alpen, *Bern* 1858.
- Fliche, P.: Flore fossile du Trias en Lorraine et en Franche-Comté, *Bull. Soc. Sci. Nancy* **III/6.**, 1905.
- Fritel, P. H.: Végétaux paléozoïques et organismes problématiques de l'Onadai. *Bull. Soc. Géol. France. C. R.* **IV**. sér. 25., 1925.
- Fuchs, T.: Studien über *Fucoiden* und Hieroglyphen. *Denkschriften d. Akad. Wiss. Math. Nat. Classe* **62**. 1895.
- Fuchs, T.: Kritische Besprechung einiger im Verlaufe der letzten Jahre erschienenen Arbeiten über *Fucoiden*. *Jb. geol. Reichsanstalt* **54**, 1904.
- Fülöp, J.: A Gerecshegység krétaidőszaki képződményei. (Formations crétacées de la Montagne Gerecse). *Geol. Hungarica, Ser. Geol.* **11**, 1958.

- Géczy, B.: A Bakonycsérnyei Tűzkövesárók jura rétegsora. (La série jurassique du fossé Tűzköves à Bakonycsérnye.) *Allami Földt. Int. Évkönyve*, Budapest 1961.
- Gomez de Llarena, J.: Datos paleoicnológicos. *Notas Comunic. Inst. Geol. Min. Espana* **19**, 1949.
- Göttinger, G. — Becker, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwald-Flysches. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt* **82**, 1932.
- Gümbel, W.: Vorläufige Mitteilungen über Flyschalgen. *Neues Jb. Min. Geol. u. Pal* **I**, 1896.
- Hauff, B.: Das Holzmadenbuch. *Öhringen* 1953.
- Haug, E.: Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.* **25/IV**, sér., 1925.
- Häntzschel, W.: Rezente und fossile Lebensspuren, ihre Deutung und geologische Auswertung. *Experimentia* **11**, 1955.
- Häntzschel, W.: Oktokoralle oder Lebensspur? *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg* **27**, 1958.
- Heer, O.: Die Urwelt der Schweiz. *Zürich* 1863.
- Korn, J.: Fossile Gasblasenbahnen aus dem Thüringer Paläozoikum. *Zeitschr. f. Naturwiss.* **89/1929**.
- Krasser, F.: Über den Kohlengehalt der „Flyschalgen“. *Ann. Nat. Hist. Mus.* **4**, 1889.
- Krejci-Graf, K.: Definition der Begriffe Marken, Spuren Fährten, Bauten, Hieroglyphen und Fucoiden. *Senckenbergiana* **14**, 1932.
- Krejci-Graf, K.: Zur Natur der Fucoiden. *Senckenbergiana* **18**, 1936.
- Krejci-Graf, K.: Ein Grabgang mit Chondriten-Füllung. *Senckenbergiana* **20**, 1938.
- Laughton, S.-A.: Photography of the ocean floor, *Endavour* **18**, London 1959.
- Legrand, H.: Observations à propos des Spirophyton du Tournaisis. *Bull. Soc. Belge de Géol. Pal. Hydr.* **57**, 1948.
- Leidhold, C.: Notiz über die Jura- und Tertiärablagerungen bei Rosheim im Unter-Elsass. *Centralbl. f. Min. Geol. Pal.* 1915.
- Lessertisseur, J.: Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. *Mém. Soc. Géol. France. sér.* **34**, Fasc. 4, 1955.
- Lucas, G.: Océanographie et évolution des fonds jurassiques à Alcyonaires (Cancelliphyceus). *Bull. Soc. Géol. France. V. sér.* **8**, 1938.
- Lucas, G.: Les Cancelliphyceus du Jurassique sont des Alcyonaires. *C. R. Ac. Sci.* **206**, 1938.
- Maillard, G.: Considérations sur les fossiles décrits comme algues. *Mém. Soc. Pal. Suisse* **14**, 1887.
- Martin, M. D.: Origine mécanique des Cancelliphyceus. *Bull. Soc. Géol. France* **IV**, sér. **40**, 1904.
- Maubeuge, P. L.: Données paléontologiques nouvelles sur la Dolomie dite „Dolomie de Beaumont“ du Keuper moyen de Lorraine. *Bull. Soc. Géol. France, V. sér.* **19**, 1949.
- Maubeuge, P. L.: Deux Algues du Rauracien de la Meuse. *Bull. Mus. Hist. Nat. Marseille* **10**, 1950.
- Maubeuge, P. L.: Sur quelques documents ichnologiques du Lias de la province de Luxembourg. *Bull. Inst. royal. Sci. nat. Belgique* **30**, 1954.
- Nathorst, A. G.: Mémoire sur quelques traces d'animaux sans vertèbres etc. et de leur portée paléontologique. *Kongl. Svenska. Vetenskaps- Akademiens. Handlingar* **18/7**, 1881.
- Pfaff, F. W.: Bemerkungen über Chondriten und ihre Entstehung. *Geognost. Jahreshfte* **14**, 1901.
- Prinz, Gy.: Az Északkeleti Bakony idősebb jurakorú rétegeinek faunája. (La faune du Jurassique inférieur de la partie du NE de la Montagne Bakony) *Magy. Földt. Int. Évkönyv* **15**, 1904.
- Reiss, G. M.: Zur Fucoidenfrage. *Jb. Geol. Reichsanst.* **59**, 1909–10.
- Richter, R.: Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer. *Paläont. Zeitschr.* **9**, 1927.
- Richter, R.: Psychische Reaktionen fossiler Tiere. *Palaeobiologica* **I**, 1928.
- Richter, R.: Tierwelt und Umwelt im Hunsrückschiefer. *Senckenbergiana* **13**, 1931.
- Rieth, A.: Neue Funde Spongeliomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. *Geol. Pal. Abhandlungen N. F.* **19/4**, 1932.
- Rothpletz, A.: Über die Flysch-Fucoiden und einige andere fossile Algen sowie über liassische Diatomeen-führende Hornschwämme. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.* **48**, 1896.

- Salter**, in **A. C. Ramsay**: *The Geology of North Wales. Mem. Geol. Surv. G. B.* 3/1866.
- Saporta**, G.: Die Pflanzenwelt vor dem Erscheinen des Menschen. *Braunschweig* 1881.
- Saporta**, G.: A propos des algues fossiles. *Paris* 1882.
- Saporta**, G.: Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. *Bull. Soc. Géol. France* III. sér. 15., 1886.
- Schimper**, W. P.: *Traité de Paléontologie I. (Végétale)*, Paris 1869.
- Schimper**, W. P.: *Handbuch der Palaentologie II. Abt. Palaeophytologie. München—Leipzig* 1890.
- Seilacher**, A.: Zur Einteilung und Deutung fossiler Lebensspuren. *Inaug. Diss. Tübingen* 1952.
- Seilacher**, A.: Studien zur Palichnologie. *Neues Jb. Geol. u. Pal. Abt.* 96., 1953.
- Simpson**, S.: On the trace-fossil Chondrites. *Quarterly Journ. of Geol. Soc. of London*, 112., No. 448. (1956) 1957.
- Steinmann**: Discussion. *Palaeontologische Zeitschr.* I. p. 238, 1927.
- Sternberg**, K.: Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt. *Leipzig—Prague*. 1833.
- Tauber**, A. F.: Paläobiologische Analyse von Chondrites furcatus Sternberg. *Jahrbuch der Geol. Bundesanst.* 93., 1948, 1949.
- Thiollière**, M.: Lias de Lyon et du Jura. *Bull. Soc. Géol. France*, II. sér. 15. 1858.
- Walther**, J.: Die Fauna der Solnhofener Plattenkalke Bionomisch betrachtet. Festschrift f. E. Haeckel. *Denkschrift Med. Nat. zu Jena* 11. 1904.
- Weiland**, H. — **Budde**, E.: Fährten aus dem Mitteldevon von Elberfeld. *Senckenbergiana* 14., 1932.

4



Fig. 1. *Cancellophycus scoparius* (Thioll.)
Bakonycsérnye, Dogger inférieur, un peu
réduit.

2



Fig. 2. *Cancellophycus scoparius* (Thioll.)
Bakonycsérnye, Dogger inférieur. Détail
de la surface, grandeur naturelle.

3



Fig. 3. *Chondrites* sp. Bakonycsérnye, Dogger inférieur(?),
grandeur naturelle.

ВАРИАНТ СОПОСТАВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ С ТЕКТОНИКОЙ ВЕНГРИИ

М. В. Гзовский, Г. П. Горшков, Г. А. Шенкарева
Институт Физики Земли, Москва
(Поступило 20 мая 1960 г.)

АННОТАЦИЯ

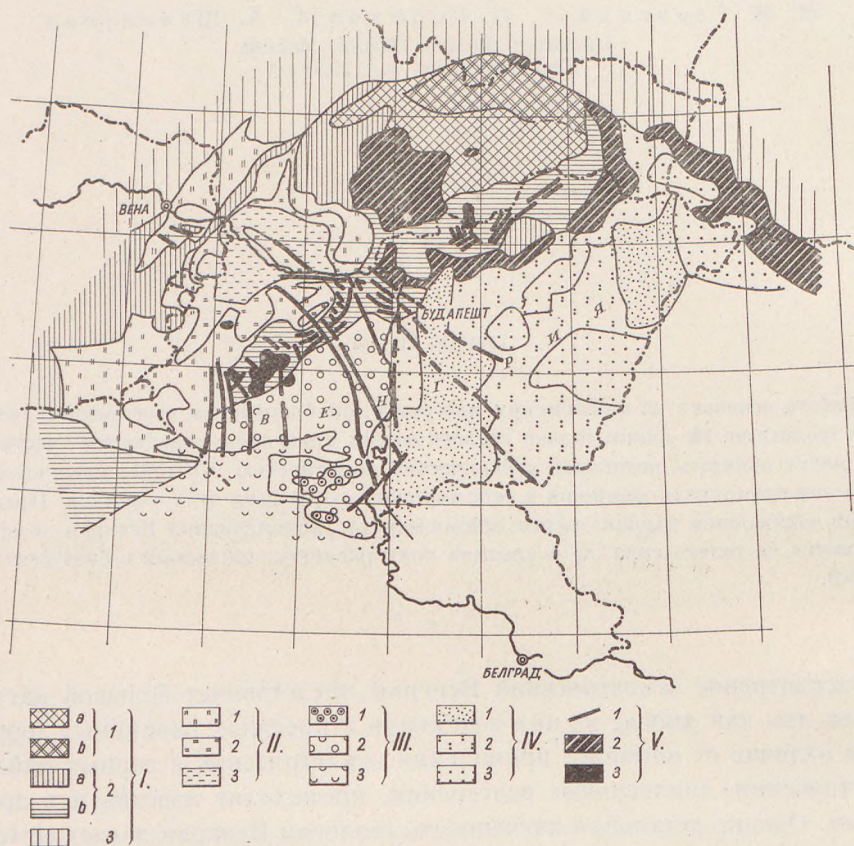
Работа основана на фактическом материале, опубликованном венгерскими геофизиками и геологами. По одним только геологическим признакам выделяются участки, которые могут обладать различной сейсмической активностью. По сейсмостатистическим данным констатируются различия в сейсмической активности этих участков. Предлагается для обсуждения вариант карты сейсмического районирования Венгрии, в котором указывается не только сила, но и средняя повторяемость ожидаемых в будущем землетрясений.

* * *

Рассмотрение землетрясений Венгрии представляет большой научный интерес, так как многие из них возникали в пределах равнинных территорий, в отличие от обычного проявления землетрясений в горных районах. Землетрясения, аналогичные венгерским, происходят изредка и в других странах. Однако детальная изученность геологии Венгрии делает ее территорию особенно благоприятной для выяснения причин таких землетрясений. Здесь могут быть установлены признаки, указывающие на возможность возникновения таких же неожиданных землетрясений и в других странах. Поэтому землетрясения Венгрии вызывают интерес специалистов по сейсмичности Советского Союза.

В соответствии с принятым в СССР принципам изучения землетрясений, в дополнение к известным картам эпицентров, составленным А. Рэтли, Д. Чомором и З. Кишшем, по литературным материалам нами была составлена схема, указывающая площади распространения землетрясений различной силы с помощью обобщающих изосейст. Затем по данным венгерских геологов (Садецки-Кардоша Э., Лоци Л., Вадаса Э., Шюмеги Й., Шмидта Э., Сентеша Ф., Кертаи Д., Кереша Л., Шеффера В., Шретера З., Носки И., Печи М., Кривана П., Гальфи Я., Штегена Л., Балкаи Б. и других)

был составлен вариант схемы новейших движений, определяющих современную сейсмичность Венгрии. На этой схеме (фиг. 1) выделены:



Фиг. 1.

Схема новейшей (неоген-четвертичной) тектоники Венгрии. Объяснение знаков в тексте

Альпийско-карпатский пояс мегантиклинориев

1. Поднятые участки антиклинориев и их останцев среди наложенных впадин.

1. Наиболее поднятые (более 1500 м) части Центральной тектонической зоны Карпат (поднятие началось: а — в мезозое, б — в неогене).

2. Сильно (на 1000—1500 м) и средне (200—1000 м) поднятые части Центральной тектонической зоны Карпат и Альп (поднятие началось: а — в мезозое, б — в неогене).

3. Сильно (на 1000—1500 м) и средне (на 200—1000 м) поднятые части флишевой тектонической зоны Карпат и Альп (поднятие началось в миоцене).

II. Наложённые впадины, сформировавшиеся в третичном периоде.

1. Различно опустившиеся в неогене (от 500 до 2000 м) части впадин, слабо поднявшиеся (до 400 м) в четвертичном периоде, поднимающиеся в голоцене.

2. Различно опустившиеся в неогене (от 500 до 2000) м) части впадин, слабо опустившиеся (до 100 м) в четвертичном периоде, возможно слабо поднимающиеся в голоцене.

3. Сильно опустившиеся в неогене (1500 м и более) части впадин, сильно (более 100 м) опустившиеся в четвертичном периоде, опускающиеся в голоцене.

Паннонская межгорная впадина

III. Менее опущенная часть впадины.

1. Средне поднятые (до 100 м) за неоген и четвертичный период участки, испытавшие в мезозое сильное опускание (более 3000 м).

2. Слабо опустившиеся (до 500 м) в неогене, слабо поднятые (до 300 м) за четвертичный период участки.

3. Сильно опустившиеся в неогене (100 м и более) участки, опускавшиеся в четвертичном периоде, погружающиеся в голоцене.

IV. Более опущенная часть впадины.

1. Сильно (более 1000 м) опущенные в неогене и четвертичном периоде участки, поднятые в голоцене до 200 м.

2. Сильно (более 1000 м) опущенные в неогене и четвертичном периоде участки, не испытавшие заметного смещения в голоцене.

3. Сильно (более 1000 м) опущенные в неогене и четвертичном периоде участки, испытывающие наибольшее опускание в голоцене.

V. Прочие обозначения.

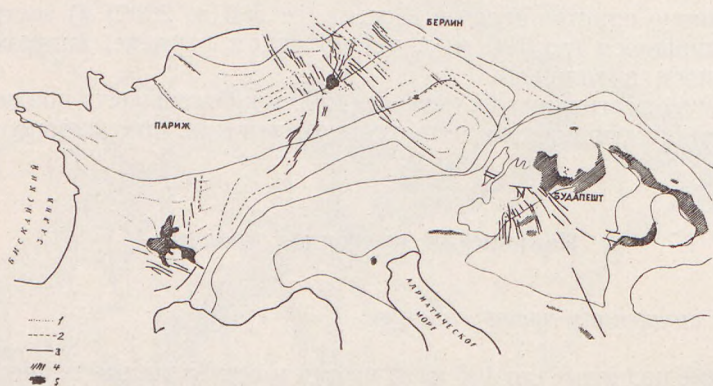
1. Главные зоны выходящих на поверхность разрывов, развивающихся в новейшее время (показаны только в пределах Венгрии).

2. Районы проявления миоценового вулканизма кислого и среднего состава.

3. Районы проявления плиоценового вулканизма основного состава.

Большое значение в современной сейсмичности Венгрии мы придаем не только обычной продольной тектонической зональности, но и широкой наложенной полосе крупных молодых разрывов, пересекающей различные тектонические зоны. Эта полоса, сопровождающаяся самыми молодыми проявлениями базальтового вулканизма, может быть прослежена от междуречья Тиссы и Дуная (район Кечкемета) через Средневенгерские горы,

Венский бассейн дальше на северо-запад в Саксонию (фиг. 2). На юго-восток она может быть прослежена до Эгейского моря. На существование отдельных частей этой зоны уже обращали внимание Ш е ф ф е р, Б о н ч е в и другие исследователи.



Фиг. 2.

Схема сопоставления новейшего вулканизма с тектоникой центральной Европы
Альпийская геосинклинальная платформенная область.

Простираение главных складок и разрывов: 1 — в палеозойских образованиях; 2 — в мезозойских и кайнозойских образованиях; 3 — альпийские разрывы, несогласные с простираением в палеозойском основании.

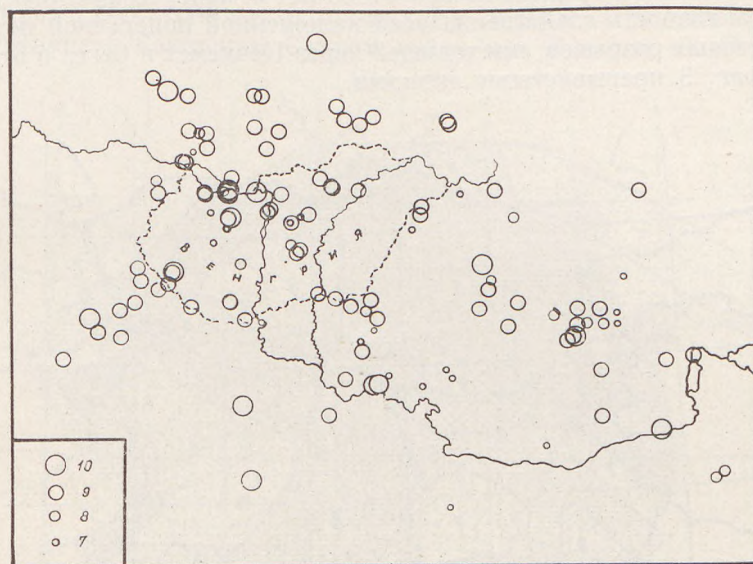
Альпийские эффузивные породы: 4 — кислого и среднего состава; 5 — основного состава.

Затем в пределах территории Венгрии были выделены участки однородные в отношении интенсивности проявления в них новейших тектонических движений. Большое внимание при этом уделялось вероятному различию участков по средней величине градиента скорости тектонических движений (фиг. 3). В результате осмотра ряда обнажений в окрестностях Будапешта и Вышеграда, показанных К р и в а н о м П. и П е ч и М. и опираясь на работы этих исследователей можно было вычислить, что в ряде мест средняя величина градиента скорости вертикальных тектонических движений за четвертичный период достигает 10^{-8} год⁻¹. Во многих районах Тянь-Шаня при такой величине градиента возникают сильные (8-балльные) землетрясения со средней повторяемостью один раз в несколько сотен лет.

Вторым важным фактором является длина разрывов, развивающихся в настоящее время. На левобережье Дуная П е ч и М. и К р и в а н о м П. были обнаружены разрывы, смещающие плейстоценовые отложения. Длина этих разрывов несомненно составляет несколько десятков км. Обычно при таких значениях длины разрывов и среднего градиента скорости в районах имеющих сходную геологическую историю с Паннонской межгорной впадиной землетрясения достигают силы в 8—9 баллов, со средней повторяемостью один раз в несколько столетий.

Наконец, третьим фактором, имеющим первостепенное значение в сейсмогеологии, является история деформаций коры. Участки в которых

возникают (только еще начинаются) деформации по новым направлениям обычно отличаются повышенной энергией землетрясений при сравнительно малых значениях среднего градиента скорости тектонических движений. В пределах Венгрии в настоящее время происходит именно такая пере-



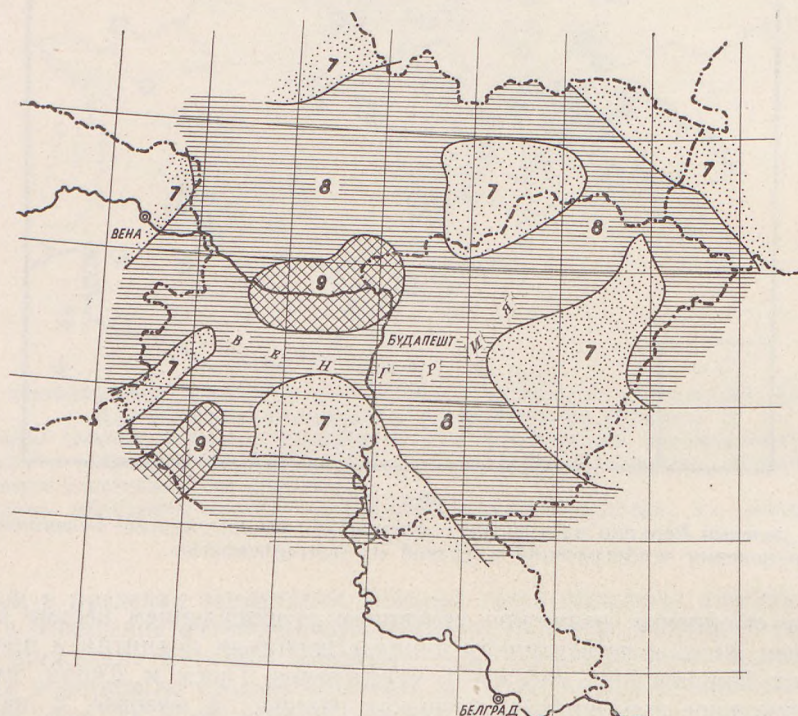
Фиг. 3.

Схема деления Венгрии на участки с различными геологическими условиями возникновения землетрясений и разной их повторяемостью.




стройка структуры, возможно связанная с обновлением весьма древних разрывов. Здесь в четвертичном периоде возникли поднятия и прогибы в пределах Паннонского массива в междуречьи Тиссы и Дуная, имеющие меридиональное простирание, тогда как раньше, в мезозое и палеогене (согласно построениям В а д а с а Э.), простирание отдельных зон поднятия и погружения было северо-восточным на севере Надальфельда и широтным в ее южной части. Кроме того значительная перестройка структуры происходит в связи с развитием разрывов юговосточного простирания, секущих северо-восточное и широтное направления прежних нарушений и границы основных тектонических зон альпийского возраста. Таким образом одни только геологические данные показывают, что в Венгрии, и, в частности, в районе Кечкемета, имеются все признаки сильной сейсмичности.

После определения по геологическим признакам границ участков, которые должны иметь различную сейсмичность, мы обратились к данным сейсмостатистики. Карта эпицентров (фиг. 4.) за срок с 93 г. н. э. до 1956 г. была принята в основном по работе Рэтли А. По этой карте для каждого участка (выделенного на фиг. 3 по одним только геологическим данным) было вычислено число 9-балльных землетрясений, приходящихся в среднем на 1000 км² и 1 год. Полученные числа позволили распределить

участки в последовательности их сейсмической активности. Наиболее активными являются две крупные продольные полосы — одна из них проходит вдоль северо-западного ограничения Паннонского срединного массива, а другая окружает Малую венгерскую впадину. Здесь одно землетрясение приходится в среднем на 500—1000 лет и чаще. Кроме того такая же высокая активность свойственна всей наложенной поперечной полосе развития молодых разрывов, проходящей через Кечкемет и Сегед и ограниченной на фиг. 3 прерывистыми линиями.



Наибольшая сила землетрясений, возникающих в среднем 1 раз в 1000 лет (и чаще).

-  9 баллов
-  8 баллов
-  7 баллов

Принято: 1. Наиболее широкое распр. 9 б. колебаний от эпицентров 9-балльных землетрясений - 12 км.

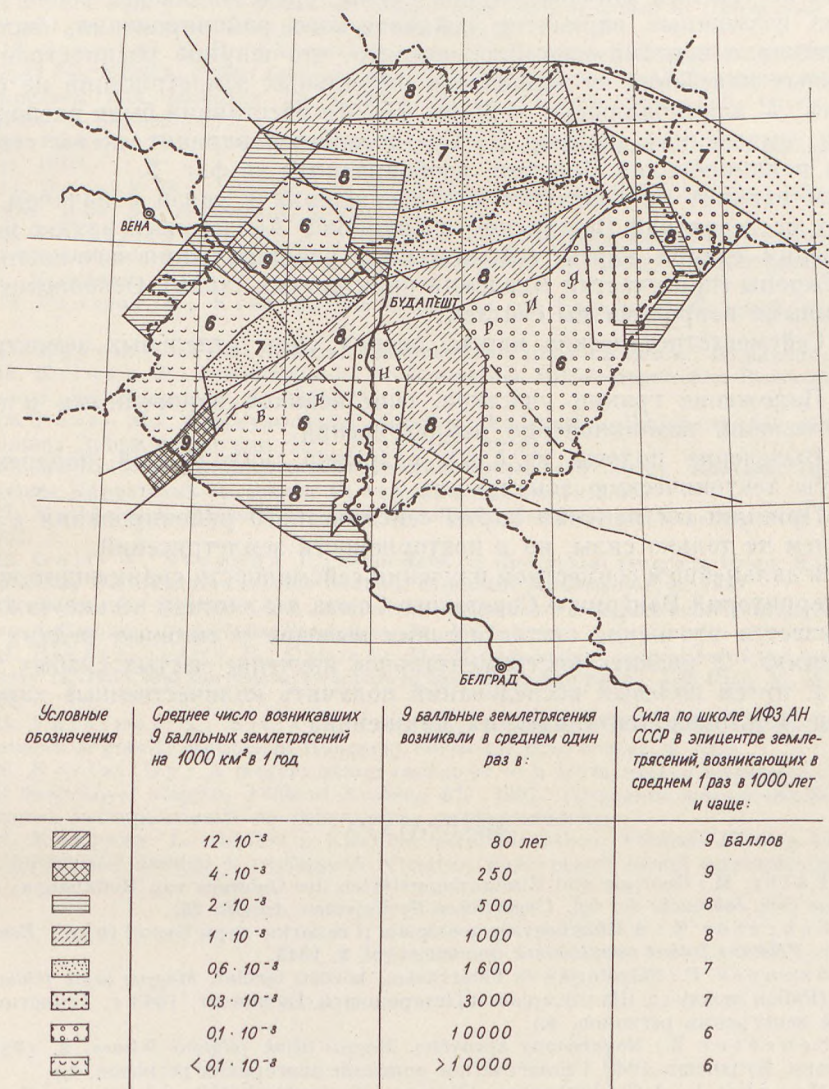
2. Наиболее широкое распр. 8 балльных землетрясений - 25 км.

Фиг. 4.

Карта эпицентров землетрясений по историческим данным (с 93 г. н. э. до 1956 г.)

Для оценки сейсмической опасности участков нами была принята наибольшая сила в баллах тех землетрясений, которые в среднем возникают не реже чем 1 раз в 500—1000 лет. Для перехода от повторяемости 9-балльных землетрясений к таким максимальным баллам, согласно используемым нами представлениям, было привлечено вытекающее из работы Ч о м о р а

Д. и Кишша 3. значение углового коэффициента графика повторяемости $V = 0,43$. Оно указывает, что снижение повторяемости землетрясений определенной силы примерно в 3 раза сопровождается уменьшением изображаемого на карте балла на одну единицу. Так выделенным участкам была приписана определенная сила в баллах землетрясений, возникающих в среднем 1 раз в 500—1000 лет на площадке в 1000 км². При этом оказалось, что на границе с Советским Союзом схема для Венгрии не согласуется



Фиг. 5.

Вариант сейсмического районирования Венгрии (наибольшая сила землетрясений, возникающих в среднем один раз в 500—1000 лет и чаще).

с картой сейсмического районирования СССР. По мнению советских специалистов это вызвано тем, что в старых венгерских работах оценка силы землетрясений нередко завышалась на одну единицу. Поскольку выяснилось, что такого же мнения придерживаются и венгерские сейсмологи (Шимон Б., Чомор Д., Бистричани Э.), мы условно приняли, что построенная карта повторяемости (фиг. 3.) относится не к 9-балльным, а к 8-балльным землетрясениям.

Для построения заключительной схемы, представляющей собой лишь один из возможных вариантов сейсмического районирования, было (в соответствии с картами изосейст) принято, что ширина распространения 9-балльных колебаний от эпицентров 9-балльных землетрясений не больше 12 км, а для 8-балльных — 25 км. На эти расстояния были расширены участки, выделенные на фиг. 3. Так получился вариант схемы сейсмического районирования Венгрии, изображенный на фиг. 5.

Этот вариант предлагается для обсуждения в связи с началом совместных исследований Венгерской и Советской Академиями наук с целью составления единой карты сейсмического районирования юго-восточной части Европы (при участии Академии наук других стран). Основными дискуссионными вопросами мы считаем:

1. Сейсмостатистические карты, оценку силы отдельных землетрясений.

2. Положение границ участков, считающихся однородными в отношении условий возникновения землетрясений.

3. Выделение полосы молодых разрывов, наложенной поперек на основную тектоническую зональность.

4. Принцип составления карты сейсмического районирования с привлечением не только силы, но и повторяемости землетрясений.

При дальнейшем совместном изучении сейсмичности граничащих между собой территорий Венгрии и Советского Союза мы считаем весьма важным: 1. произвести уточнение статистических выводов о сильных редких землетрясениях; 2. развить инструментальное изучение частых слабых толчков и 3. путем полевых исследований получить количественные характеристики новейших тектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pálffy M.: Geologie und Eisenerzlagertstätten des Gebirges von Rudabánya, *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt*, 26.
2. Schréter Z.: A Bükkhegység geológiája (Геология горы Бюкк) (в кн.: *Beszámoló a M. Kir. Földtani Intézet vitatüléseinek munkálatairól*, 5, 1943.
3. Szentes F.: Salgótarján és Pétervársára közötti terület, *Magyar tájak földtani leírása*, 5. (Район между сс. Шалготарьян и Петерваршара. Будапешт, 1943 г. Геологическое описание венгерских регионов, 5.);
4. Schréter Z.: Nagybátöny környéke, *Magyar tájak földtani leírása*, 2. (Район с. Надьбатоня, Будапешт, 1940, Геологическое описание венгерских регионов, 2.);
5. Noszky J.: A Cserhát-hegység földtana, *Magyar tájak földtani leírása*, 3. (Геология горы Черхат, Будапешт, 1940. Геологическое описание венгерских регионов, 3)
6. Lóczy L.: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik, (в кн.: *Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees*, 1, t. 1, Section 1, W., 1916.);

7. Vadász E.: A magyar bauxitelfordulások földtani alkata, *Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve*, **27**, (Геологическое строение месторождений боксита в Венгрии. Будапешт, 1946 г.);
8. Vendel M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron, *Erdészeti Kisértetek*, Bd. **32**;
9. Szádeczky-Kardoss E.: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene, *Sopron*, 1938.
10. Vadász E.: A Mecsekhegység, *Magyar tájak földtani leírása*, **1**. (Гора Мечек. Геологическое описание венгерских регионов, 1.);
11. Sümeghy J.: A Tiszántúl, *Magyar tájak földtani leírása* **6**. (Затисская область. Геологическое описание венгерских регионов, 5.);
12. Schmidt E. R.: A kincstár esonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai, *A magyar kir. Földtani Intézet évkönyve*, **34**. (Глубокие скважины, пробуренные венгерским государством для разведки на углеводороды. Летопись Венг. Гос. геологического института, т. 34, вып. I.);
13. Balkay B.: Crustal structure below Hungary: *Annales Univ. Sci. Budapest, sectio geol.* **II**. 1959.
14. Bacsák Gy.: Pliozän und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmelsmechanik. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **3**. 1955.
15. Bisztricsány E.: A földrengések méretmeghatározásának új módszere. *Geofizikai Közlemények*, 1958. (Новый метод определения балльности землетрясений. Геофизич. Бюллетень, 1958);
16. Csomór D., Kiss Z.: Die Seismizität von Ungarn, *Studia geoph. et geod.*, **3**, 1959.
17. Egyed L.: A föld fizikája, *Budapest*, 1956. (Физика Земли. Будапешт, 1956 г.);
18. Kriván P.: Die klimatische Gliederung des Mitteleuropäischen Pleistozäns. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae*, **3**, 1955.
19. Pécsi M.: A magyarországi Dunavölgy kialakulása. Budapest, 1959. (Образование долины Дуная в Венгрии. Изд. Акад наук, 1959)
20. Réthly A.: A Kárpátmedencék földrengései (455 – 1918), *Budapest*, 1952. (Землетрясения Карпатских бассейнов за период с 455 по 1918 г.)
21. Vadász E.: Grösstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns, *Acta Geologica*, **III**. 1955.
22. Gálfi J., Stegena L.: Some data on the crustal structure below Hungary as determined by the reflection seismic method. *Geofizikai Közlemények*, **6**. 1957.
23. Gálfi J., Stegena L.: Tiefreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung, *Geologische Rundschau*, **46**, 1957.
24. Bisztricsány E., Csomór D.: Microseismical evaluation of the earthquake of January 12, 1956, and the crustal structure of the Hungarian basin. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **5**, 1958.
25. Facsinay L., Szilárd J.: A magyar országos gravitációs alaphálózat (The base network of gravity stations in Hungary). *Geofizikai Közlemények*, **4**, 1956.
26. Kertai Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. *Földtani Közöny*, **87**. 1957. (Строение венгерских бассейнов и нефтяных месторождений по результатам нефтеразведки);
27. Kőrössi L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. *Földtani Közöny*, **88**. 1958. (Дополнительные данные к глубинной геологии Венгерской малой низменности).

ON THE SEISMOMETER-GROUND VIBRATIONAL SYSTEM

HWANG YEN-HU and L. STEGENA
 Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest.
 (Received the 31. August, 1961).

SUMMARY

In the present state of development of the seismic method, we are not satisfied any more with determining the times of arrival of the wave fronts, but to gain more information we make use also of the dynamic and kinematic characteristics of the seismic signal. For this reason, the factors modifying and influencing the definite signal shape as it appears on the record are contributed lately a particular importance.

One of these factors is the seismometer placed on the soil. Since the elasticity of the soil is not zero, it forms together with the seismometer a vibrational system which is little damped in most cases. Owing to this vibrational system, the shape of the seismic signal recorded by the seismometer will differ from the arriving signal.

It is the purpose of the present study to outline the theory of the interaction of the elastic soil and the superimposed seismometer. We shall describe a method for investigating the properties of the ground-seismometer system. Finally we shall describe our own investigations aimed at eliminating the resonance phenomenon of the ground-seismometer system from the record.

I. Theoretical part

The theoretical treatment of the ground-seismometer system is known from literature. However, the expounder of the theory, A. Wolf, made a mistake in his derivations, which was taken over also by I. P. P a s e t c h n i k. To point out their mistake, let us briefly outline the said theory.

A seismometer of cylindrical symmetry, of the weight R_0 and the radius b , generates in the soil the stress components

$$T_{zz} = -\frac{R_0}{2\pi b\sqrt{b^2 - r^2}} \quad r < b$$

$$T_{zz} = 0 \quad r > b \quad (1)$$

$$T_{rz} = 0$$

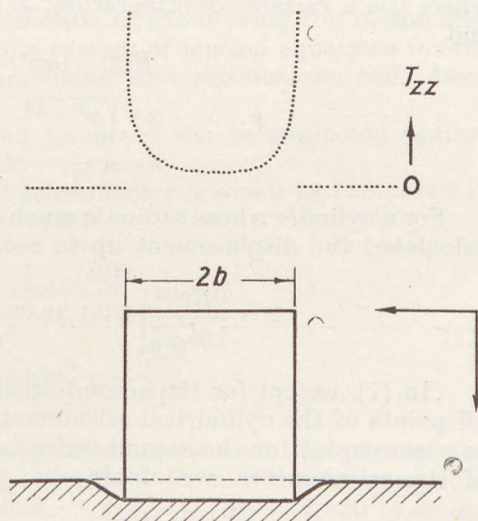


Fig. 1. Stress distribution under a cylindrical seismometer placed on the ground.

(Fig. 1.) The deformation corresponding to this stress distribution is

$$w = \frac{R_0}{8b} \frac{\lambda + 2\mu}{\lambda(\lambda + \mu)} \quad (2)$$

Supposing the Poisson ratio of the soil to equal 0,25, that is, $\lambda = \mu$,

$$w = \frac{3R_0}{16b\mu} = \frac{9R_0}{16b\rho \cdot c_0^2} \quad (3)$$

If a force $R(t)$ acts directly on the seismometer, the seismometer is displaced from its state of equilibrium together with part of the medium, and the motion is propagated in the medium in the form of a wave. The stress distribution in the medium is unchanged, except that $R_0 + R(t)$ is to be substituted for R_0 .

If the weight of the seismometer is disregarded and if $R(t)$ is a harmonic force, then the stress distribution

$$\begin{aligned} T_{zz} &= -\frac{Re^{int}}{2\pi b\sqrt{b^2 - r^2}} & r < b \\ T_{zz} &= 0 & r > b \\ T_{rz} &= 0. \end{aligned} \quad (4)$$

arises and, according to Lamb, the displacement is

$$w = -\frac{Re^{int}}{2\pi b\mu} \int_0^\infty \frac{k^2 \alpha}{F(y)} \sin y \cdot b J_0(yr) dy \quad (5)$$

where y is a variable of integration, $J_0(yr)$ is the Bessel function of zero order, and

$$\begin{aligned} F(y) &= (\alpha y^2 - k^2)^2 - 4y^2 \alpha \beta \\ \alpha &= \sqrt{y^2 - h^2}, \quad \beta = \sqrt{y^2 - k^2} \\ h &= n/c_0, \quad k^2 = 3h^2 \end{aligned} \quad (6)$$

For a cylinder whose radius is much smaller than the wavelength, A. Wolf calculated the displacement up to second-order terms, with the result

$$w = \frac{9Re^{int}}{16b\rho c_0^2} \left[1 - 1,3666 \frac{b}{c_0} jn + \frac{9}{8} \frac{b^2 + r^2/2}{c_0^2} (jn)^2 \right] \quad (7)$$

In (7), except for the second-order term, the displacement is constant at all points of the cylindrical seismometer: introducing this plausible condition as a constraint for the second-order term, and forming a mean over the base of the seismometer, we obtain

$$w = \frac{9Re^{int}}{16b\rho c_0^2} \left[1 - 1,3666 \frac{b}{c_0} jn + 1,4062 \frac{b^2}{c_0^2} (jn)^2 \right] \quad (8)$$

Rearranging and transforming, we have

$$Re^{int} = \frac{16}{9} b \rho c_0^2 \left[w + 1,3666 \frac{b}{c_0} \frac{dw}{dt} + 0,4613 \frac{b^2}{c_0^2} \frac{d^2w}{dt^2} \right] \quad (9)$$

In the following, Wolf put Re^{int} equal to $-M_0 \frac{d^2w}{dt^2}$, that is, to the inertia of the seismometer. In this way he obtained for the forced vibration in question the free vibration equation

$$(M_0 + 0,820 \rho \cdot b^3) \frac{d^2w}{dt^2} + 2,430 \rho b^2 c_0 \frac{dw}{dt} + 1,778 \rho b c_0^2 w = 0$$

which is obviously incorrect. This equation was adopted also by P a s e t c h - n i k, who added without any justification an absolute term to the right side of the equation.

It is clear that for the description of a forced vibration we must get a forced-vibration equation, of a form analogous to (8) or (9); the mass of the seismometer has no other effect than that of increasing by its own mass, M_0 the mass excited by the force, and hence

$$(M_0 + M') \frac{d^2w}{dt^2} + H_1 \frac{dw}{dt} + K_1 w = Re^{int} \quad (10)$$

is the correct equation, wherein

$$M' = 0,820 \rho b^3, \quad H_1 = 2,430 \rho b^2 c_0, \quad K_1 = 1,778 \rho b c_0^2$$

Equation (10) holds not only for a harmonic force of constraint, but also for a pulse, since it can be written as a Fourier integral.

Passing now to the problem of the motion of the moving coil of the seismometer, it is possible to obtain by (10) a system of motion equations for the coupled systems vibration ground-seismometer and seismometer-coil. Assuming that

1. the mass of the moving coil and armature can be neglected against the mass of the seismometer as a whole

2. the reactance of the (induction) seismometer is small as compared to its resistance, the equations of motion become

$$\begin{aligned} \frac{d^2w}{dt^2} + 2h_1 \frac{dw}{dt} + n_1^2 w &= \frac{R(t)}{M_1} \\ \frac{d^2w'}{dt^2} + 2h_2 \frac{dw'}{dt} + n_2^2 w' &= - \frac{d^2w}{dt^2} \end{aligned} \quad (11)$$

In these formulae M_1 is the mass of the seismometer and the part of the ground which is coupled to it; $M_1 = M_0 + 0,820 \rho \cdot b^3$, h_1 is the damping constant of the ground-seismometer system; $2 h_1 = H_1 / M_1 = 2,430 \rho \cdot b^2 \cdot c_0 / (M_0 + 0,820 \rho \cdot b^3)$; n_1 is the characteristic cycle frequency of the ground-

seismometer system, $n_1^2 = K_1/M_1 = 1,778 \rho \cdot b \cdot c_0^2 / (M_0 + 0,820 \rho b^3)$; h_2 is the damping constant of the seismometer-coil system, n_2 is the characteristic cycle frequency of the seismometer-coil system, w is the displacement of the seismometer housing against an absolute system of coordinates (against to immobile ground surface); w' is the displacement of the swinging mass against the seismometer housing.

It is apparent from formula (11) that the seismometer-ground system behaves like a damped harmonic oscillator whose eigenfrequency depends on the density and elastic-wave velocity of the ground, as well as on the mass of the seismometer and on the radius of its base plate, whereas its relative damping constant ($\alpha_1 = 0,911 \sqrt{\rho \cdot b^3 / M_1}$) depends on the density of the ground and on the radius and mass of the seismometer.

It is to be emphasized that the equations (11) refer to the case when the seismometer housing receives an external force $R(t)$. The authors dealing with the problem have assumed that if the external force acts directly on the seismometer housing or indirectly through the ground, the result is the same. However, that is not the case. If the force $R(t)$ acts through the medium (the ground), then the external force acting on the seismometer housing will be other than $R(t)$ owing to the elastic coupling between ground and seismometer. The basic equation of the ground-seismometer system is in the case of an external force acting through the ground

$$M_1 \frac{d^2 w}{dt^2} + H_1 \frac{d}{dt}(w - w^*) + K_1(w - w^*) = 0 \quad (12)$$

where w_1 is the displacement of the geophone housing, w^* is the displacement of the soil against the absolute system of coordinates at a greater distance from the seismometer; w^* is at the same time the ground motion that would occur with the seismometer removed.

Equation (11) undergoes the following modification:

$$\begin{aligned} \frac{d^2 w}{dt^2} + 2h_1 \frac{dw}{dt} + n_1^2 w &= 2h_1 \frac{dw^*}{dt} + n_1^2 w^* \\ \frac{d^2 w'}{dt^2} + 2h_2 \frac{dw'}{dt} + n_2^2 w' &= - \frac{d^2 w}{dt^2} \end{aligned} \quad (13)$$

In the case of a harmonic ground motion

$$w^* = w_0^* \sin n^* t$$

if $n^* \ll n_1$ then the term $2h_1 \frac{dw^*}{dt}$ of equation (13) can be neglected whereas if $n^* \gg n_1$ we may neglect the term $n_1^2 w^*$.

Owing to the influence of the seismometer—ground system, the low-frequency components of the seismic signal are recorded without distortion, whereas the components around the resonance frequency of the system are emphasized

and the components of the spectrum of significantly higher frequency than the frequency of resonance are cut off. (The recorded amplitude decreases as the frequency increases). The phase shift due to the influence of the ground-seismometer system increases with increasing frequency.

II. Methods of investigation

The ground-seismometer system is studied by stationary, quasi-stationary and pulse methods.

In the stationary and quasi-stationary methods two seismometers are screwed together and one of them is excited with a continuous or intermittent signal. In these methods the doubling of the normal mass of the seismometer introduces a certain difficulty; neither does the harmonic excitation correspond to field conditions. If the coupling of the two seismometers is not sufficiently rigid, disturbing side resonances may arise. The measurement itself is cumbersome.

In the pulse method, the seismometer is given a light pat with a rubber hammer. However, it is hard to make the pat reproducible, as is apparent on P a s e t c h n i k's records.

In our own improved pulse method we have placed a magnetically unsusceptible mass on the seismometer. This weight was then jerked off by means of a string bound on rod several metres long. The motion is much like that of an angler jerking a fish out of water. The rod serves to eliminate the necessity of standing close to the seismometer, as in this case the motion fed back to the ground would disturb the measurement. The elastic tension generated in the moving coil of the geophone was fed to an oscilloscope and recorded on photo-sensitive paper.

For the free vibration taking place when the weight is jerked off, the basic equations of motion of the double vibrational system groundseismometer and seismometer coil mass are as follows:

$$\begin{aligned} \frac{d^2w}{dt^2} + 2h_1 \frac{dw}{dt} + n_1^2 w &= 0 \\ \frac{d^2w'}{dt^2} + 2h_2 \frac{dw'}{dt} + n_2^2 w' &= - \frac{d^2w}{dt^2} \end{aligned} \tag{14}$$

assume the form. The solution of this system of equations under the initial conditions for the time $t = 0$

$$w = s, \quad dw/dt = 0, \quad w' = 0, \quad dw'/dt = 0$$

are

$$\begin{aligned} w' = C_1 e^{-(a_1 - i\sqrt{1-a_1^2})n_1 t} + D_1 e^{-(a_1 + i\sqrt{1-a_1^2})n_1 t} + \\ + C_2 e^{-(a_2 - i\sqrt{1-a_2^2})n_2 t} + D_2 e^{-(a_2 + i\sqrt{1-a_2^2})n_2 t} \end{aligned} \tag{15}$$

$$C_1 = \frac{is}{2\sqrt{1-\alpha_1^2}} n_1^2 \frac{\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2}}{(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1^2 - 2(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})\alpha_2 n_1 n_2 + n_2^2},$$

$$D_1 = -\frac{is}{2\sqrt{1-\alpha_1^2}} n_1^2 \frac{\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2}}{(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1^2 - 2(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})\alpha_2 n_1 n_2 + n_2^2},$$

$$C_2 = \frac{s}{4\sqrt{1-\alpha_1^2}\sqrt{1-\alpha_2^2}} \frac{n_1^2}{n_2} \left[\frac{(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1 - (\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})(\alpha_2 + i\sqrt{1-\alpha_2^2})n_2}{(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1^2 - 2(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})\alpha_2 n_1 n_2 + n_2^2} - \frac{(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1 - (\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})(\alpha_2 + i\sqrt{1-\alpha_2^2})n_2}{(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1^2 - 2(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})\alpha_2 n_1 n_2 + n_2^2} \right]$$

$$D_2 = -\frac{s}{4\sqrt{1-\alpha_1^2}\sqrt{1-\alpha_2^2}} \frac{n_1^2}{n_2} \left[\frac{(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1 - (\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})(\alpha_2 - i\sqrt{1-\alpha_2^2})n_2}{(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1^2 - 2(\alpha_1 - i\sqrt{1-\alpha_1^2})\alpha_2 n_1 n_2 + n_2^2} - \frac{(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1 - (\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})(\alpha_2 - i\sqrt{1-\alpha_2^2})n_2}{(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})^2 n_1^2 - 2(\alpha_1 + i\sqrt{1-\alpha_1^2})\alpha_2 n_1 n_2 + n_2^2} \right]$$

If the eigenfrequency of the seismometer is small as related to the eigenfrequency of the ground-seismometer system ($n_2 \ll n_1$) and if the seismometer is critically damped ($\alpha_2 = 1/\sqrt{2}$) then the above formulae can be considerably simplified. Taking into consideration these simplifications, the tension generated in the swinging mass of the seismometer is

$$v = -H \cdot l \cdot \frac{dw'}{dt} = -\frac{asn_1}{\sqrt{1-\alpha_1^2}} e^{-a_1 n_1 t} \sin \sqrt{1-\alpha_1^2} n_1 t + \sqrt{2} a n_2 \cdot e^{-a_2 n_2 t} \cos \frac{n_2}{\sqrt{2}} t \quad (16)$$

where a is the electromechanical constant.

Hence, the tension to be measured across the terminals of the seismometer consists of two components: the one is the eigenvibration of the ground-seismometer system, whereas the other is the eigenvibration of the seismometer itself. The amplitude of the latter is small as compared to the amplitude of the eigenvibration provided the eigenfrequency is small and also its time of decay is much longer.

The advantages of the improved pulse method are as follows:

1. It employs the seismometers in the state they are used in the field; the parameters of the seismometers are unchanged.

2. The record contains no other vibrations than the eigenvibrations of the ground-seismometer system and of the seismometer itself. Of the latter, the first one is predominant.

3. The operation is quick, accurate, reproducible.

With the method just described, we have carried out measurements in the field. Some of the measurements were compared with stationary ones.

III. Field apparatus

To record the transient processes taking place when the weight is jerked off the seismometer an „Iposzkóp” type oscilloscope of Orion make was employed. The characteristic of this instrument is horizontal from 0,1 to 2000 cps and its maximum amplification on the screen is 2 cm/mv. The oscilloscope features a photorecorder with a recording speed of 10 to 12 cm/sec and with time signals each 0,02 sec.

The seismometer studied was the low-frequency torsion-wire induction seismometer produced by the *Geofizikai Mérőműszerek Gyára* (the Hungarian manufacturing firm of geophysical instruments). The parameters of this seismometer are: weight, 1355 grams, with bayonet, 1400 grams, radius $b = 4$ cm, eigenfrequency $f_2 = 7$ cps, relative damping constant $\alpha_2 = 0,7$.

Fig. 2. shows the eigenvibrations of the apparatus and of the undamped and damped seismometer. The reproducibility is illustrated by Fig. 3. showing a pair of repeated records.

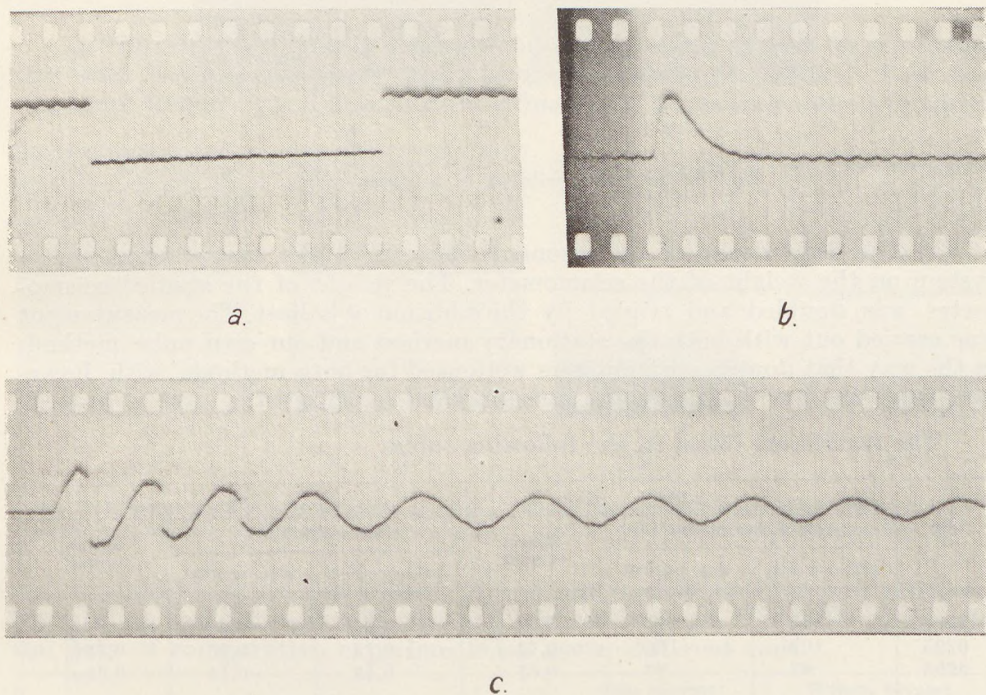


Fig. 2. Eigenprocesses a) of the recording apparatus, b) of the damped and c) of the undamped seismometer.

The investigations served a double purpose: on the one hand, the study of the validity of the equations describing the ground-seismometer system (the dependence of the eigenfrequency and damping on the weight and radius of the seismometer and on the density and velocity of elastic waves in the ground); and, on the other hand, the study of the influence of the placement

of the seismometer (use of the bayonet, burying) on the ground-seismometer system.

1. The dependence of the resonance process of the ground-seismometer system on the radius of the seismometer. We have experimented with two seismometers, the base surface of both of which could be tripled by the means of attachments of appropriate size. Both the resonance frequency and the damping were in a qualitative agreement with the theoretically computed only. The cause of the deviation was presumably the poor reproducibility of the coupling between ground and seismometer.

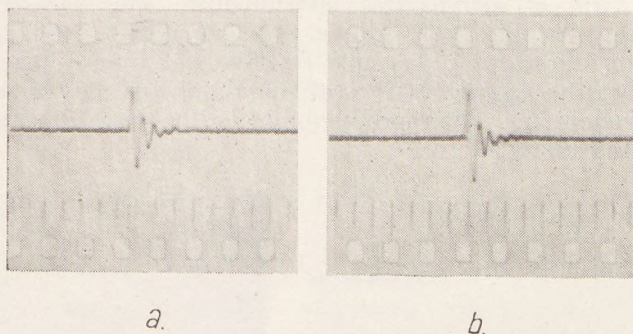


Fig. 3. The reproducibility of the measurements.

2. The dependence of the resonance process of the ground-seismometer system on the weight of the seismometer. The weight of the studied seismometer was doubled and tripled by the addition of ballast. The measurement was carried out with both the stationary method and our own pulse method, in the way that double seismometers were used for both methods, with, however, only one functioning in the pulse-method experiment.

The results are listed in the following table:

M_0 (g)	f_1 (cps)			α_1		
	values obtained by		theoret. comput.	values obtained by		theoret. comput.
	pulse method	stat. method		pulse method	stat. method	
3295	140	135	f_1	0,20	0,20	α_1
6295	109	100	0,73 f_1	0,15	0,20	0,73 α_1
9295	83	85	0,61 f_1	0,13	0,14	0,61 α_1

It is apparent that the resonance frequencies and the damping factors obtained with the pulse method are in a good agreement with the theoretically derived ones. The resonance frequencies determined by the stationary method agree with theory, whereas the agreement of the damping factors is but qualitative (Fig. 4). If the change of amplification is considered, the maximum amplitude of the vibration is seen to depend in the case of the pulse method, in this set of measurements as well as in the set described under 1., on the weight and

base surface of the seismometer in the degree postulated by theory. The stationary method yields but a qualitative agreement.

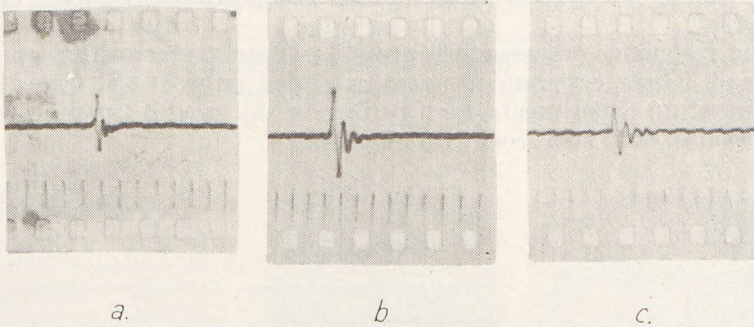


Fig. 4. Eigenprocesses of seismometers of different weight on a clayey soil. a) Seismometer with no ballast, b) seismometer plus 3 kilograms, c) seismometer plus 6 kilograms.

3. The resonance process of the ground — seismometer system for seismometers with bayonet. We have performed experiments to discover how the resonance frequency and damping are influenced if the seismometer is provided

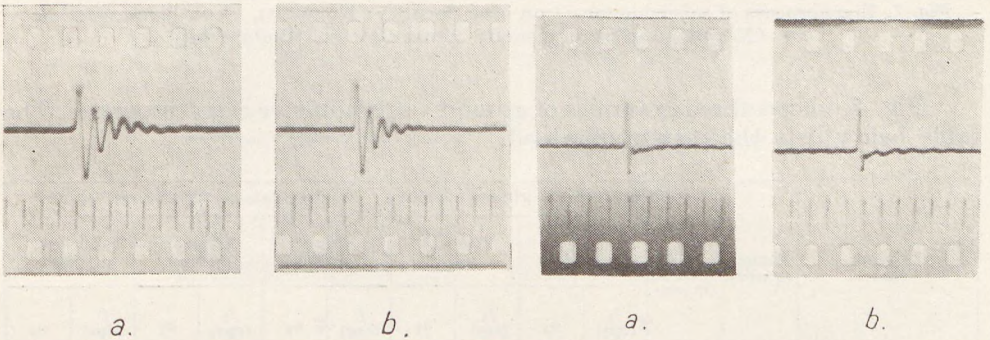


Fig. 5. Eigenprocess of seismometer a) with and b) without bayonet on a loose clayey soil.

Fig. 6. The eigenprocesses of seismometer a) with and b) without bayonet on a clayey soil.

with a conical bayonet attachment. Figs. 5. and 6. show two damping processes, recorded on two different soils with and without bayonet. The table below lists the data of comparative experiments on seven different soils.

Type of soil	With bayonet		Without bayonet	
	f_1 (cps)	a_1	f_1 (cps)	a_1
Clay	197	0,29	197	0,29
Dry clayey black earth	167	0,34	139	0,25
Clayey earth	168	0,21	128	0,11
Sandy soil	165	0,21	167	0,24
Clayey soil	173	0,11	142	0,20
Loosened clayey soil	66	0,13	73	0,13
Sandy soil	112	0,12	121	0,16

The results show a certain scatter, but it cannot be established whether or not the use of the bayonet increased the eigenfrequency or damping of the ground—seismometer system. Hence, its use is superfluous, at least on the soil types studied.

4. The resonance process of the ground—seismometer system on different kinds of soil. These experiments were extended only to soil types occurring in large areas: no experiments were performed on ground types scarce in this country (swamp soil, turf, rock, running sand).

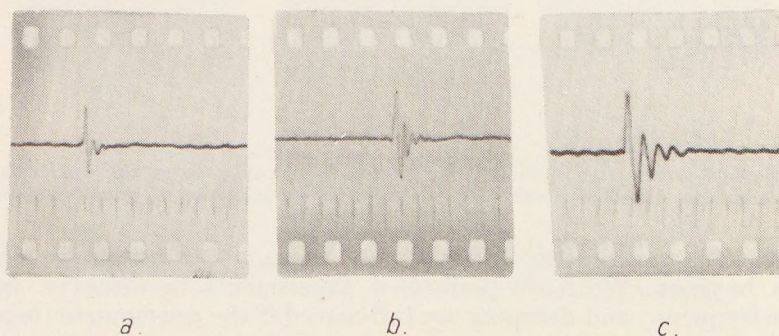


Fig. 7. Eigenprocess of seismometer *a*) on clay (locality: Kompolt), *b*) on black meadow clay (Nagyút) and *c*) on a sandy forest clay soil (Budakeszi).

Fig. 7. shows three examples of ground—seismometer eigen-processes. The table below lists the results obtained.

Type of Soil	Density (g/cm ³)	Velocity (m/sec)	Seismometer without bayonet				Double seismometer without bayonet					
			Pulse method		Theoretic. result		Pulse method		Stationary method		Theoret. value	
			f_1 (cps)	a_1	f_1 (cps)	a_1	f (cps)	a_1	f_1 (cps)	a_1	f (cps)	a_1
Clayey Loosened clayey	1,46	200	134	0,19	260	0,23	142	0,20	135	0,20	187	0,21
Sandy	1,12	120					73	0,13	73	0,15	95	0,18
Clayey black earth	1,62	145	167	0,24	205	0,24	121	0,16	132	0,19	150	0,22
Clay	1,45	140	139	0,25	190	0,23	119	0,15	123	0,17	138	0,21
Clayey loess	1,89	160	197	0,29	230	0,26	108	0,18	115	0,23	165	0,24
Loosened loess	1,86	200					174	0,24	180	0,19	193	0,24
Sand	1,50	120							95	0,33	118	0,21
	1,80	125					113	0,18	125	0,15	134	0,23

The above table supports the conclusion that more compact types of soil generally yield with higher resonance frequencies. The agreement of the calculated and measured resonance frequencies and dampings is qualitative only.

The deviations are presumably due to the fact that the starting assumptions (homogeneity, isotropy) fail to be satisfied.

5. The resonance process of the ground—seismometer system on a given type of soil, loosened in different degrees. The experiments were performed on a sandy soil in a forest, in different states of the soil. Fig. 8. represents the eigenprocesses *a*) on a hard, well-trodden path, *b*) in a hard, grassy to barren area, *c*) in a grassy area, *d*) in a dug-up area and *e*) on redeposited, loose

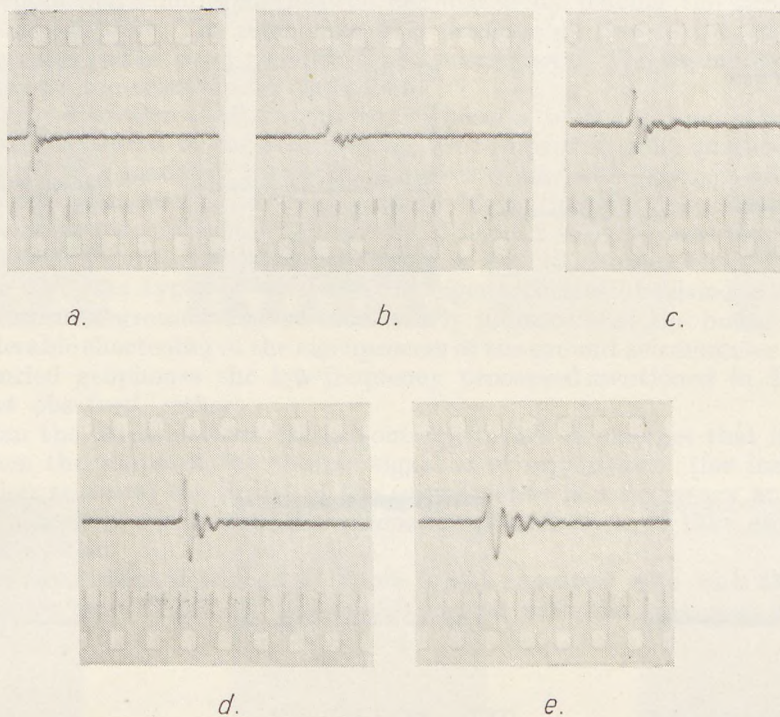


Fig. 8. Eigenprocess of seismometer on a sandy clayey forest soil, in different states of loosening of the soil.

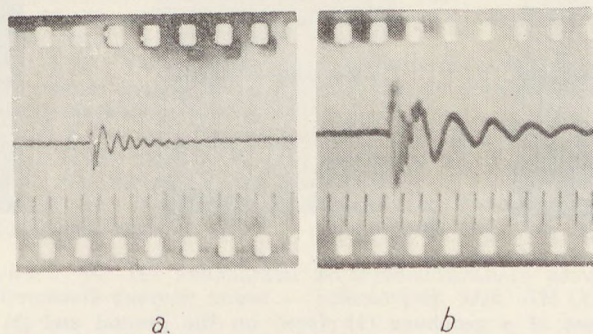


Fig. 9. Combined (high- and low-frequency) decay processes *a*) on yellow sand, *b*) on a loose clayey soil).

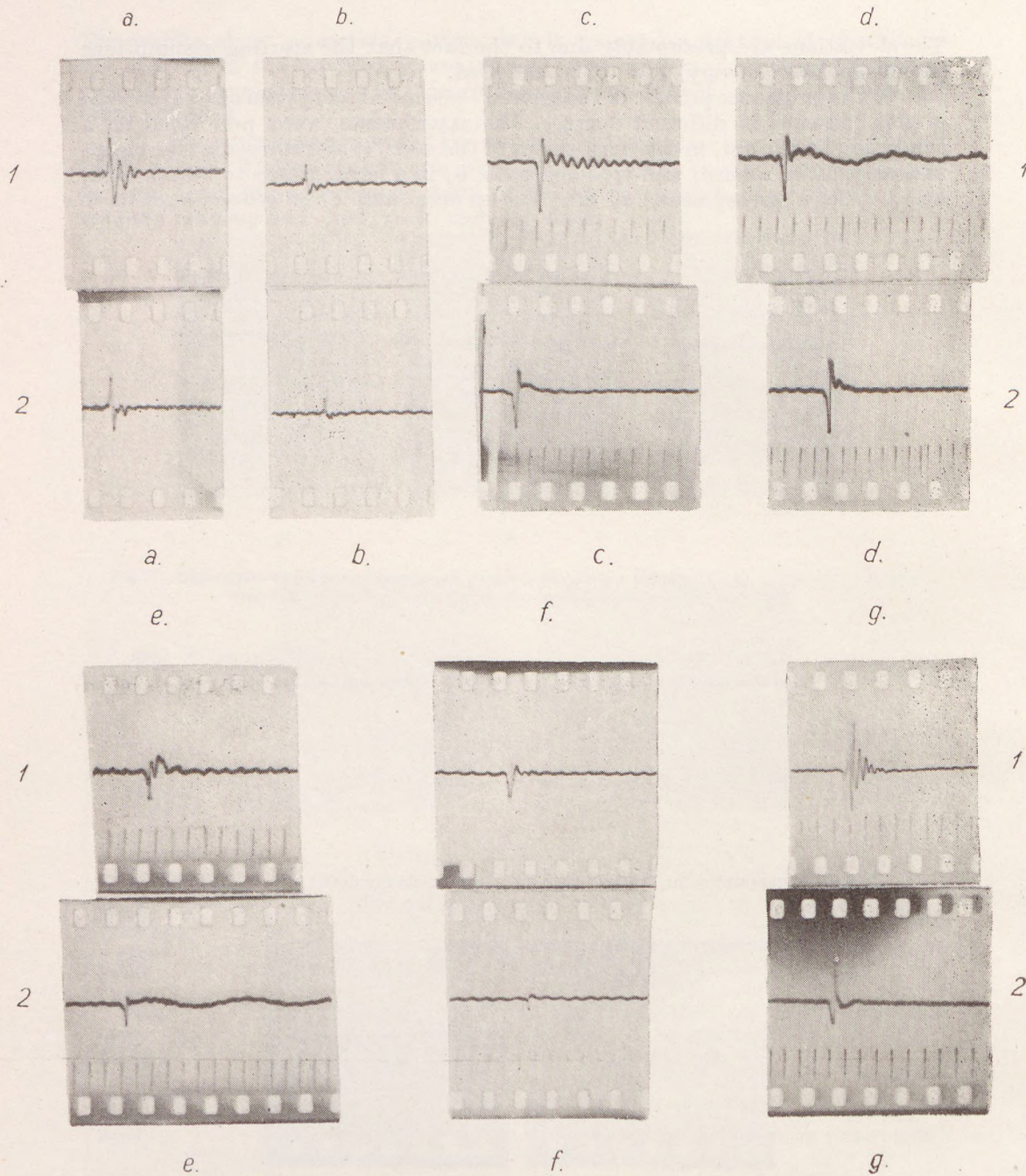


Fig. 10. Eigenprocess of a geophone (1) placed on the ground and (2) buried *a*) in loose sandy—clayey forest soil, *b*) in hard sandy clayey forest soil, *c*) in dry loess, *d*) in wet loess, *e*) on sandy clay (at 2 the damping of the seismometer broke down), *f*) on loessy sand, and *g*) on loose sand.

soil. It is apparent that both eigenfrequency and damping depend considerably on the mechanical state of the ground surface, much more than on the grain size of the soil.

6. The dependence of the resonance process of the ground-seismometer system on the placement of the seismometer. In some instances also a low-frequency, less intensely damped decay curve was recorded besides the high frequency eigenprocess of the seismometer placed on the ground (Fig. 9.). The phenomenon could generally be eliminated by placing the seismometer at a different point. The phenomenon is presumably due to the asymmetry of the ground in the close vicinity of the seismometer. The asymmetry of the forces causes the seismometer to wobble.

7. The dependence of the resonance process of the ground-seismometer system on the burial of the seismometer. Our improved pulse method offered the possibility of studying the eigen-processes of buried seismometers. For this purpose the seismometer was buried 10 to 15 centimetres deep, the replaced earth was stamped down and the weight of 0,1 to 0,2 kilogram was placed above the seismometer on the surface of the ground. Fig. 10. shows a series of records taken on different types of soil, with the eigenprocesses of seismometers both above and underground. The records clearly indicate that the burial induces a considerable shortening of the eigenprocess of the ground-seismometer system. With buried geophones the low-frequency processes mentioned in Point 6. were not observed, either.

From the investigations carried out up to now it emerges that in every case when the shape of the seismic signal is of importance (for instance in correlation seismics) the burial of the seismometers is a necessary and satisfactory means of eliminating the resonance phenomenon of the groundseismometer system.

The experiment described in Point 7. was repeated also with the Soviet seismometer type SPZR 56. The results agreed with the ones stated above.

REFERENCES CITED

1. Washburn, H. W. and Wiley, H.: The Effect of the Placement of a Seismometer on its Response Characteristic. *Geophysics* 1. 116–131. 1941.
2. Wolf, A.: The Equation of Motion of a Geophone on the Surface of an Elastic Earth. *Geophysics* 1. 29–35. 1944.
3. Шехтер О. Я.: Об учете инерционных свойств грунта при расчете вынужденных колебаний массивных фундаментов. Сборник трудов „Вибрации сооружений и фундаментов” № 12, Стройвоенмориздат, 1948.
4. Гамвурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон И. С., Епинатьева А. М., Пасечник И. П., Карус Е. В.: Корреляционный метод преломленных волн. *Изв. АН СССР. сер. геоф.*, 1952
5. Пасечник И. П.: Методика экспериментального изучения резонансных явлений в колебательной системе почва — сейсмограф. *Изв. АН СССР. сер. геофизич.* 1952.
6. Пасечник И. П.: Результаты экспериментального изучения резонансных явлений в колебательной системе почва — сейсмограф. *Изв. АН СССР, сер. геофизич.* 1952
7. Пасечник И. П.: Сравнение результатов теоретического и экспериментального исследования резонансных явлений в системе почва — сейсмограф. *Изв. АН СССР сер. геофиз.* 1952.

8. Arnold, R. N., Bycroft, G. N. and Warburton, G. B.: Forced Vibrations of a Body on an Infinite Elastic Solid. *Journal of Applied Mechanics* **3**, 391–400. 1955.
9. Bycroft G. N.: Forced Vibrations of a Rigid Circular Plate on a Semi-infinite Elastic Space and on an Elastic Stratum. *Royal Soc. London Phil. Trans., Ser. A*. **248**, 327–386. 1956.
10. Warburton G. B.: Forced Vibrations of a Body on an Elastic Stratum. *Journal of Applied Mechanics* **24**, 55–58. 1957.
11. Rosemann H.: Der Einfluß der Ankopplung des Seismometers an den Untergrund auf die Energieübertragung. *Freiberger Forschungshefte. C*. **64**. 1959.

THE HYDROTHERMAL CONDITIONS OF URANIUM MIGRATION AND THE GENESIS OF PITCHBLENDE

J. KISS

Mineralogical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received the 25. August, 1961)

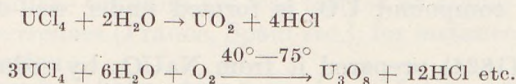
SUMMARY

In the sedimentary geophase, the migration of uranium takes place in a carbonatic medium in the company of other complex ions which in a given geochemical environment (for instance in an organic reductive medium) tend to stagnate and then to precipitate. However, as to the migration and the modes of accumulation of uranium in the magmatic geophase we have no information as yet. The distribution of the elements of the U deposits of France exhibits some geochemical relationships which shed a new light on the migration and accumulation of uranium in the magmatic geophase.

The presence of fluorine and chlorine everywhere in the ore deposit and in the host rock indicates that in the hydrothermal solutions uranium may have migrated in a chloride or fluoride bond; under the given pressure and temperature conditions the uranium fluoride or chloride passed into the oxydic state, and the nascent fluorine and chlorine, formed in the process, changed the composition of the host rock, resulting in the albitization, sodalitization and a certain desilification of granite.

In the course of laboratory experiments studying the behaviour of UCl_4 , UCl_5 and UO_2Cl_2 solutions under the same natural petrochemical conditions as the primary uranium ores are generally encountered, it was found that the U-haloides can turn into pitchblende ($U_3O_8 \cdot nH_2O$) at no higher than epithermal temperatures.

The transition consists of the phases listed below:



The presence of the end product (UO_2 , $U_3O_8 \cdot nH_2O$) was proved by ore microscopical and X-ray examinations. Hence in the magmatic geophase the migration of U takes place in a fluoridic-chloridic bond and more seldom in the company of complex ions. As a result, three types of uranium ore deposits can form, every one of which is characterized by a well-defined elementary and mineral association:

a) Fluoridic type: pitchblende, sulphide accompaniment, fluorite, baryte and intense silica precipitation,

b) Chloridic type: with frequent parapitchblende, less pitchblende, absence of fluorite, subordinate silification and sulphide formation. Calcite is a transcurrent mineral.

c) Uranium compounds bound to complex ions.

Uranates (for instance, autunite, thorbernite) may form not only from descending, but also from ascending solutions in the final stage of the hydrothermal processes.

Introduction

The intense research on uranium deposits and the study of the uranium minerals is an immediate result of the ever increasing practical importance of uranium. Under natural circumstances it is principally the oxydic modi-

fications of uranium that occur in quantities, worth exploitation. The oxydic minerals prevail also in a statistical valuation over the rest of the uranium minerals (uranium phosphates such as autunite, uranium vanadates such as carnotite and other complex salts such as schroekingite). In some ore deposits the complex salts of uranium may be enriched, though (for instance, in Colorado), but in the magmatic and sedimentary geophases the predominant uranium mineral is generally one of the uraninite-pitchblende-parpitchblende trio.

The migration of uranium in the sedimentary geophase is dealt with in numerous papers (1, 2), whereas concerning the conditions of the magmatic geophase at best only hypotheses and opinions are expressed. Studying the role of the valence of uranium, R. P. Rafalsky proved that in the hydrothermal solutions the element is mainly hexavalent, and that in the transition $U^{6+} \rightarrow U^{4+}$ and in the precipitation of uranium, sulphur and other elements play an important part. The above results point to the greater solubility of the uranyl-salts, but presumably also the migration of tetravalent uranium is possible since the tetravalent state is closer to pitchblende than the hexavalent. The migration of the uranium ions is held by D. L. Everhardt to be one of the most important and still unsolved problems of uranium geology. In the sedimentary geophase the migration and precipitation of uranium takes mostly place in a solution of uranyl carbonatic or uranyl pyrophosphatic composition, and the precipitation of uranium from these solutions is governed by the velocity of migration, the pH and redox conditions and the other physico-chemical factors of the environment. Concerning the magmatic geophase, no information at all is found in literature. That is why I set myself the task of subjecting this problem, to detailed investigations under laboratory conditions.

The artificial preparation of $UO_2-U_3O_8$ dates back to the beginning of the last century, and ever since 1824 there are numerous literature data all agreeing that the compound UO_2 is formed under well-defined laboratory conditions.

Ebelman (1824) prepared it from $NaUO_4$ by reduction.

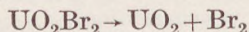
Wöhler (1824), from a mixture of $(NH_4)_2UCl_4$ and HCl, by evaporation.

Oecksner (1908), from $UO_3 \cdot H_2O$ by reduction with hydrogen,

Orfvedson (1924), from KUO_2Cl_2 by reduction with hydrogen,

Ipatieff and Muromtser (1930), from $UO_2(NO_3)_2$ in a hydrogenic medium;

Katz and Rabinovich (1951) found that the thermal decomposition or the reduction with hydrogen of some uranyl salts results in the formation of UO_2 :



Gruner, on the other hand, prepared it from uranyl salts by treatment with H_2S or organic reducing agents between 50 and 215 degrees centigrade.

Lately, G. P. Sidorov and R. P. Rafalsky obtained from uranyl sulphate in a closed system at 300 degrees centigrade automorphic well-developed crystals of UO_2 with the form combination (100) and (111).

In the present study it shall be our main purpose to clear the problem of the ore geological and geochemical conditions under which the migration of

uranium takes place, as well as conditions of its accumulation, its precipitation out of solutions, that is, the conditions of development of a hydrothermal uranium-ore deposit. The starting base of these studies was a series of visits to and the study in situ of the primary uranium deposits of France, in the course of which I had an occasion to recognize some characteristic, hitherto unstudied relations between the uranium mineralization and the quantitative distribution and texture of the accompanying uranium-free minerals on the one side, and the elements accompanying the uranium-ore deposit, on the other. The regularity of these relations suggested that they represent a geochemical necessity. The attention of the French scientists (Geoffroy and Sarcia, M. Carrat, M. Roubault) was attracted in the first place by the connection of the ore mineralization with the „episyenitic” nature of the host rock, as well as by its connections with albitization and haematization; however, they did not investigate in any details the magmato-geological, ore-geological or geochemical reasons of these relations. A survey of the relations between uranium mineralization and mother rock reveals that with a few exceptions (some occurrences of the Bi-Co-Ni formation) the hydrothermal uranium deposits all occur in muscovite granite, twomica granite and particularly in the parts of these rocks enriched in alkalis: (Vendée, Massif Central, etc. in France, localities in Spain and Portugal; but the uranium deposits and uranium ore impregnations in the monzonitic-syenitic masses of the USA and Canada (for instance, the Boulder batholith and others) are also similar from the petrochemical point of view.

The primary uranium deposits of France are either of the vein-and-lode or of the impregnation type, developed generally in a well-defined fault system, in crushed rock, always intramagmatically in a younger granite intrusion (muscovite-granite two-mica granite). Ore is absent in the older granite except when its fissures are filled with impregnations of secondary crystals of uranium ore. The mineralization does not extend into the metamorphic hull of the granite except when the uranium ore was formed at higher temperatures than the mentioned occurrences (France, Spain etc.), for instance in the Bi-Co-Ni type of mineralization.

The biotite granite of the older intrusion is for the most part fractured, altered, kaolinitized, a „hydrogranitic” type (in the Bretagne, Vendée, Massif central etc.). Microscopically the older granite is generally a granodioritic type, with transitional features towards diorite. The biotites are mottled with pleochroic haloes, their outlines blurred in the course of alteration; sometimes their presence is betrayed only by the zircon inclusions left over. A statistical comparison of instrumental recordings shows that the dark ingredients of the old granite as well as the rock itself exhibit a much higher radiation level (U+Th) than the younger granite, if the uranium content of the veins is disregarded. This raises the question as to why is the young granite the mother rock of the uranium ore. Is the connection of uranium with muscovite granite or two-mica granite a geochemical necessity? Is the uranium mineralization in the younger granite intrusion due to deep-tectonical reasons or is it a result of local influences? The enrichment of uranium in the younger granite can be interpreted in two ways:

a) the mobilization of the original U content of the old granite by lateral secretion,

b) the original abundance of U and Th in the magma of the young muscovite granite and twomica granite.

The intense alteration of the old granite to the "hydrogranite" stage, as well as its close connection with the young granite is a phenomenon of transvaporisation in the sense of Sz á d e c z k y — K a r d o s s. It indicates the mobilization and migration of some of the elements of the old granite as well as a certain structural and petrochemical alteration, "re-grouping" of the young granite intrusion. The most essential difference between the two granite generations is in the anion content of the minerals. The principal anion of the older granite is oxygen whereas the younger granite contains besides also fluorine and chlorine. The latter are, as it is generally known, the most frequent mobilizing volatiles which play an important part also in the development of alkali rocks.

The alteration of muscovite granite and two-mica granite, — manifested as "episyenitization", albitization, sodalitization, — as well as its mineral and textural rearrangement is closely connected with the enrichment of uranium in the granite intrusion and is a necessary prerequisite of the accumulation of uranium. On the basis of the elements accompanying the uranium deposit, three essential types can be distinguished:

1. *Fluoric type*

Characterized by the invariable presence of fluorine in the form of fluorite or fluorapatite (as a rock ingredient) and by a sulphidic accompaniment. Mineral association:

- a) pitchblende more abundant than parapitchblende (pitchblende II)
- b) FeS_2 , PbS, ZnS, CuFeS_2 etc.
- c) CaF_2 (anthozonite), BaSO_4 , opal, chalcedony, cairngorm

2. *Chloric type*

the chlorine content of the "host rock" is principally in sodalite, chlorapatite (as well as in the water migrating in the pores and joints of the rock).

Mineral association:

- a) parapitchblende (more abundant than pitchblende proper)
- b) sulphide minerals (for instance, pyrite) quite subordinate
- c) quartz, cairngorm, opal, chalcedony
- d) calcite and other carbonates

3. *Phosphatic, carbonatic etc. types.*

It is characterized by that in the closing phase of the former two processes uranium occurs bound to complex ions; however, these compounds are most generally formed in the epigenic zone (zone of oxidation), or in the sedimentary geophase.

Mineral association:

Uranium phosphates, vanadates etc. with or without pitchblende.

The above classification is not restricted to the primary uranium deposits I studied in France: on the contrary, it is valid also for the meso- and epithermal five-element (Bi—Co—Ni—Ag—U) formation, with the modification that the latter represent presumably a fusion of the fluoric and carbonatic

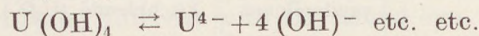
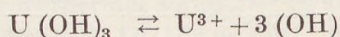
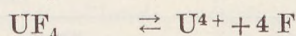
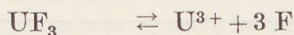
of the chloric and carbonatic types, with the local accumulation and perimagmatic precipitation of the elements Co, Ni, Bi, Ag, Mo etc. Of this type are the occurrences of Wittichen, Schneeberg, Richelsdorf, Jachymov, Cornwall, Great Bear Lake etc. etc.

The invariable presence of fluorine, chlorine, carbonate and other complex ions suggests that there is a close genetical relationship between these and uranium, and that the ascending and lateral descending mobilization of uranium took place by the aid of these elements. The migration of U^{6+} in carbonatic bond is a well-studied process and it is already cleared as regards the sedimentary geophase. Our knowledge concerning the migration of uranium in the magmatic geophase is mostly restricted to hypotheses and even the American scientists studying the problem do not assume a medium other than carbonatic. The relations evident in the elementary composition of the French uranium deposits have the validity of geochemical laws which can be extended not only to the European uranium deposits, but also to those in the rest of the world. The aim of the studies described here was not the establishment of a separate system, but rather then elucidation of the conditions of the hydrothermal enrichment of uranium by the observation of nature and by the results of laboratory experiments.

The elements accompanying the uranium deposits suggest the migration of uranium in the form of

- a) uranium fluorides,
- b) uranium chlorides,
- c) uranium hydrocarbonates,
- d) uranium pyrophosphates etc.

The halogenides of uranium dissociate and decompose at quite low (epihydrothermal) temperatures, under medium pressure, medium pH and low degree of oxydation. The hydrothermal solutions contain principally UCl_3 , UCl_5 , UO_2Cl_2 , UF_4 , UO_2F_2 , UF_6 , and more subordinately uranium hydrocarbonate and uranium pyrophosphate, which readily enter reversible reactions. However, these reaction may turn out irreversible under certain geochemical conditions.



The dissociation of these haloides, results in fluoric acid in statu nascendi (H_2F_2) filtrates into the host rock, for instance granite, a dissolving its minerals and mobilizing some of its elements. In this environment Ca, Mg, K, Na are the most readily mobilized elements. Of them, Ca turns into insoluble CaF_2 , whereas part of the K^+ and Na^+ ions form water-soluble fluorides and wander away. Sodium, which within a given pt-interval is likely to substitute the potassium of orthoclase, is fixed in the form of albite. The result of this process is the albitisation of granite and the „episyenitization” of two-mica granite. Simultaneously with the desilicification of granite, the dissolved silica

is concentrated in veins. Microscopic examination reveals that first acid plagioclase, then perthitic orthoclase, and finally orthoclase is turned into albite, which encircles the former or is attached to them by hardly noticeable transitions. Secondary quartz is formed along the cleavage lines of the feldspars or along their outlines. The uranium chlorides are of a similar behaviour, but less volatile than for instance UF_6 . The uranium chlorides may engender similar phenomena, with the difference that the chlorides of the alkali earths (e. g. Ca^{++}) formed in the course of the exchange reactions are readily soluble in water and leave the system except for some of the sodium.

That part of sodium which is left behind is bound besides albite also in mostly present sodalite, $(3NaAlSiO_4 \cdot NaCl)$ together with the chloride contained in the solutions. The Ca^{++} leaves either in the form of calcium chloride or precipitates in the final stage of the hydrothermal process together with the phosphate ion $(PO_4)^{---}$ in the form of autunite, phosphoric uranotile, or, in the case of $(CO_3)^{--}$ and $(SO_4)^{--}$ complex ions it forms liebigite, calcite, gypsum and other minerals. This phenomenon may be the reason for the high chloride content of water surging from the granitic complex of the uranium deposit near Le Chardon (Vendée), whose composition is as follows:

Cl^-	=	1550,00	milligram	per	litre
H_3PO_4	=	0,20	"	"	"
CaO	=	257,60	"	"	"
MgO	=	324,00	"	"	"
$(NH_3)^-$	=	0,10	"	"	"
<hr/>					
2131,90 milligram per litre					

The uranium content of the solution may be at most 10 mg per litre, indicating that the migration of uranium still goes on.

If we consider the statistical distribution of elements and minerals in the primary uranium deposits in France and other countries (for instance, Portugal, Germany, USA, Canada and others), the following striking differences emerge:

Fluoric type		Chloric type	
Mineral	Remark	Mineral	Remark
Pitchblende (U_3O_8)	predominant	Pitchblende (U_3O_8)	frequent or rare
Parapitchblende	rare	Parapitchblende	predominant
FeS_2 , PbS , ZnS and other sulphides	frequent	FeS_2 , PbS , ZnS and other sulphides	subordinate
Fluorite, (CaF_2)	frequent	Fluorite, (CaF_2)	absent
Calcite ($CaCO_3$)	very rare	Calcite ($CaCO_3$)	frequent
Silicification	frequent	Silicification	subordinate
Uranates (e. g. autunite etc.)	rare in the primary association	Uranates	frequent
Albitization	characteristic	Albitization + sodalitization	characteristic

Hence, the presence of albite, sodalite, autunite etc. proves the mostly chloridic migration of uranium in the hydrothermal solutions, under the assumption that the solutions contain both uranium haloids (UF_6 , UO_2F_6 , UF_4 and UCl_4 , UCl_5 , UO_2Cl_2 respectively) with the absolute predominance of the one over the other.

The third type of the migration of uranium in hydrothermal solutions can take place in the presence of complex ions, mostly in the form of phosphate, pyrophosphate, carbonate, vanadate etc. However, the concentration of these latter never reaches that of the two former, the uranium halogenides. In the presence of complex ions, the irreversible transformation of uranium chlorides takes place in the decreasing order of compound potentials, in the following sequence, confirmed also by the microscope:

uraninite (UO_2) \rightarrow pitchblende (U_3O_8) \rightarrow parapitchblende (U_3O_8) \rightarrow uranium vanadates \rightarrow uranium phosphates \rightarrow uranium karbonates \rightarrow uranium sulphates.

Hence, the uranates (autunite, thorberrite etc.) are not always epigenic products of hypergene processes: on the contrary, they may form also out of ascending solutions in the final stage of the hydrothermal process. The question whether the uranates occurring in the uppermost zone of the uranium lode are of a primary origin or accessories of the zone of oxydation would be certainly possible to solve by isotope analyses and by the study of trace elements. For instance, the presence of Th would prove an ascending origin, its absence an epigenic mode of formation.

To prove the in situ observations on the uranium deposits and the conclusions described above I have performed a series of laboratory experiments. As a starting point, I have studied the behaviour of uranium chlorides under varied physico-chemical conditions. I preferred them to the uranium hexafluorides, because they are less volatile and less toxic than the latter. I dissolved one gram of pitchblende containing no pyrite in 25 millimetres of analytically pure HCl. As a result, UCl_4 and UCl_5 was formed. UCl_4 is a dark green compound, easily soluble in water and readily decomposed on heating. Also the compound UO_2Cl_2 , formed in subordinate amounts in the course of dissolution in hydrochloric acid, is water-soluble. 2 or 3 drops of the $UCl_4 \cdot UCl_5$ thus prepared were placed on a wetted crumb of kaolinite, and then slowly dried in an oven. Kaolinite was chosen because it is one of the most frequent gangues accompanying pitchblende, occurring as the result of the decomposition of feldspar by acid hydrothermal solutions. In the course of slow heating the preparate changes gradually. Of the arising modifications, I have studied those which were seen to be different with the naked eye. As soon as from 40° C on a lime yellow ring consisting of UO_2Cl_2 was formed around the kaolinite crumb. It assumed with the increase of temperature at 55° C the form of blackish brown to black flake groups (Fig. 3—4). After having been kept at the latter temperature for 48 hours, the plates turned into scales and crusts of black lustre. This transition takes place at 70 to 85° C already after three or four hours. The flakes are 1,0 to 1,5 mm in size, and have the natural appearance of parapitchblende. Under the microscope they exhibit a pitch-black reflection, with slightly translucent edges. The decomposition and alteration of the UO_2Cl_2 formed around the kaolinite crumb can be accelerated by the adding of some drops of distilled water. In order to obtain a sufficient amount

of the alteration products of the uranium chlorides (UCl_4 , UCl_5), the above experiment was repeated several times; it was found to be fully reproducible. The substance thus obtained was examined by X-ray, microscopic and microchemical procedures. The results shed a new light on the circumstances of hydrothermal oxydic uranium mineralization. An X-ray examination was performed on three samples which looked slightly different under the microscope. The samples were previously repeatedly washed with distilled water in order to remove any traces of chlorine, and then dried. The $d(hkl)$ values were compared with those given by C. I. Frondel for artificial UO_2 . The X-ray diffraction lines are somewhat diffuse, indicating that the substance, formed by a colloidal process, is of a predominantly submicroscopic grain size and not completely crystallized as yet.

1.		2.		3.		4.	
Int.	$d(hkl)$	Int.	$d(hkl)$	Int.	$d(hkl)$	Int.	$d(hkl)$
—	—	—	—	—	—	10	7,17 k
—	—	—	—	—	—	4	4,32 k
—	—	—	—	—	—	9	3,57 k
10	3,14	w-d	3,14	w-d	3,11	4	3,14 p
5	2,73	w-d	2,65	w-d	2,69	3	2,73 p
—	—	—	—	—	—	5	2,48 k
—	—	—	—	—	—	5	2,43 k
8	1,926	w-d	1,926	w-d	1,922	4	1,923 p
9	1,645	w-d	1,646	w-d	1,632	4	1,643 p
4	1,574	vw	—	vw	—	—	—
3	1,365	vw	—	vw	—	—	—
6	1,251	vw	—	vw	—	—	—
6	1,220	vw	—	vw	—	—	—
7	1,050	—	—	—	—	—	—

1. Artificial UO_2 (C. I. Frondel)
2. Pitch-black flakes
3. Blackish brown crust
4. Kaolinite with black impregnation

Symbols: $w-d$ intensely diffuse line
 vw very weak diffuse line
 p pitchblende
 k kaolinite

The above-listed basic reflection values reveal the lines of the samples Nos. 2. and 3. to coincide with the principal lines of artificial UO_2 ; that is, the alteration of UCl_4 , UCl_5 furnished an uranium oxyde modification close in structure to UO_2 in which part of U^{4+} is substituted by U^{6+} ions. Essentially, this is a modification of U_3O_8 . Hence, the $\text{U}^{4+}-\text{U}^{5+}$ ions were partly oxidized in an open system under slight heating ($\text{U}^{4+} \rightarrow \text{U}^{5+} \rightarrow \text{U}^{6+}$): however, not in a degree to produce UO_3 , of which latter it was found out only in the latest years that it forms rhombic crystals instead of being amorphous.

Hence, the formation of uranium oxydes (uraninite → pitchblende) out of ascending solutions containing UCl_4 and UCl_5 takes place in the following steps:

Compound	Remark
$UCl_4 + 2H_2O = UO_2 + 4HCl$	open system
$UCl_4 + 2H_2O \xrightarrow{40^\circ C} UO_2Cl_2 + 2HCl$	open system
$UO_2Cl_2 + H_2O \xrightarrow{\text{reducing medium}} UO_2 + 2HCl + 2O_{1/2}$	reducing medium H_2S, H
$3UO_2Cl_2 + 3H_2O = U_3O_8 + 6HCl + 2O_{1/2}$	
$3UCl_4 + 6H_2O + O_2 \xrightarrow{40^\circ - 75^\circ C} U_3O_8 + 12HCl$	open system

It is to be presumed that in the course of the reaction $UCl_4 - UO_2Cl_2 - UO_2 + 2HCl$ also some complex uranyl hydroxide is formed, which is highly metastable in the pH range 3, 0 to 4,5. This pH interval touches on the limit of the pH of the suspension of the employed kaolinite (4,5 to 5,0); thus it forces the uranyl hydroxide formed as an intermediary compound into oxydic bonds. The above described sequence of reactions is accelerated in an oxygen-poor medium (in H_2S). Under natural circumstances the presence of H_2S is always likely; it precipitates simultaneously also the chalcophile-sulphophile elements enriched under the influence of reduction. The occurrence of Fe, Pb, Zn, Cu-sulphides and others in the pitchblende deposits is not less a consequence of the H_2S -bearing medium than the precipitation of uranium in the oxydic form. That is, the accompanying elements enriched simultaneously with the formation of the uranium deposits play passive role in the enrichment of uranium insofar as their poorly soluble sulphides require a reducing medium like uranium in a more or less well-defined temperature and pressure interval.

The study of the uranium fluorides was refrained from because of their intense toxicity, but it is to be assumed that in consequence of their similar physico-chemical properties they are subject to analogous processes with similar end products. Let us mention that although UO_2F_4 , is a poorly soluble compound, it passes into $U_2(OH)_5$ above pH of 6,7 and then into the compound $UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ above a pH of 7,0. If the solution contains reducing components for instance H_2S in a considerable concentration, the UO_2F_4 may directly turn into $UO_2 \rightarrow U_3O_8$, under the development of nascent hydrofluoric acid. The described ways and means of formation of hydrothermal pitchblende deposits were proved in their main outlines by the described laboratory experiments. They are to be considered geochemical necessities, although the analysis and clearing of the details will need further research.

The formation of hydrothermal uranium deposits can be summarized on the basis of the properties of the pitchblende deposits of the French type and of laboratory experiments in the following sequence of events:

1. old granite (granitite)
with high clarks of uranium
first intrusion

2. younger granite
muscovite and two-mica granite
second intrusion
3. mobilisation of the uranium content of the old granite by halogenids
4. Albitization of the young granite; the formation of episyenitic zones by transvaporisation,
endometaphase
5. The development of fractured zones with kaolinitization, sericitization and hematitization
6. Precipitation of uranium and accompanying elements of pitchblende formation etc.
7. Development of the zone of oxydation as a result of hypergene processes.

REFERENCES CITED

1. Roubault, M. — R. Coppens: Observation de déplacement de l'uranium de ce phénomène avec la genèse de certains gisements. *Actes de la deuxième Conf. Int. Genève.* — **II**. 128–132. 1958.
2. Everhart, D. L.: Exposé succinct des problèmes non résolus et nouvelles tendances de la géologie de l'uranium. *Actes de la deuxième Conf. Int. Genève.* **II**. 115–117. 1958.
3. Szádeczky K. E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapvető kérdéséről (On some problems of the study of volcanic regions). *Földtani Közlemény* **88**. 171–200. 1958.
4. Roubault, M.: Géologie de l'uranium. *Paris* 1958.
5. Schneiderhöhn, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. *Berlin*. 1941.
6. Coulomb, R. — M. Goldsztein — M. Lemercier: L'uranium dans quelques granites français. *Geochim. et Cosm. Acta.* **15**. 10–17. 1958.
7. Ninninger, R. D.: Minerals for atomic energy, *New York* 1958.
8. Gruner, J. W.: New data of synthesis of uranium minerals. *Atomic Energy Comm. R. M. O.* **I**. 1951.
9. Sidorov, G. P. — R. P. Rafalskij: Hidrotermalni sintez uraninita. *Voprosi geologiji urana. Atomizdat.* Moskva 1957.
10. Geoffroy, J. — J. Sarcia: Contribution à l'étude des pechblende françaises. *Science de la Terre.* **II**. 1954.
11. Rafalskij, R. P.: Étude expérimentale des conditions de transport et mise en place de l'uranium par les solutions hydrothermales. *Acte de la deuxième Conf. Int. Genève.* **II**. 173–186. 1958.

A HYDROTHERMAL ENRICHMENT OF Pb-Zn-Cu IN THE ERDŐSMECSKE GRANITE (MECSEK MOUNTAINS)

J. KISS

Mineralogical Institute, Eötvös University, Budapest
(Received the 6. Oktober, 1961).

SUMMARY

The latest disclosures in the biotite granite, aplite and kersantite rock and in the miarolitic druses of the quarry at Erdősmecke have revealed traces of hydrothermal phenomena. Along a fault system of NNE-SSW strike, in a calcite- and manganocalcite-filled vein whose diameter ranges from 2 to 15 cm, scattered sulphide minerals hitherto unknown from the Mecsek Mountains were found, namely

pyrite
chalcopyrite
tetrahedrite
galena and
sphalerite.

The presence of the ore raises the problem as to whether the Cu, Pb and Zn as well as the radioactive elements diagenetically enriched in the Permian sedimentary series cannot eventually be the denudation products of this hydrothermal mineralization. The present disclosures are insufficient as yet to clear whether or not the Pb-Zn-Cu vein represent the root region of the mineralization.

* * *

The palaeozoic and Mesozoic of the Mecsek Mountains is rather poor in hydrothermal phenomena, but disclosures and research in the last years have revealed an increasing number of traces of post-magmatic phenomena. The first traces of the enrichment of a heavy metal on the surface was described by L. Tokody from the environment of the Kozár House. They consist in malachite and azurite occurring in the fissures of middle Triassic limestone. The problem was re-investigated by Csálagovits [1959] and Kriván (1959). These authors contributed further observations made cores of the deep borings around Pécs which suggest that the phenomena of hydrothermal mineralization and lateral secretion are more extended than hitherto believed.

From 1956 on a veinlet of some a centimetres' diameter, filled with pink quartz, was being disclosed on the southern wall of the big quarry of Erdősmecke. Striking southeast, this veinlet widened here and there up to 15 centimeters. The filling consisted there of manganiferous calcite, locally alternating with bands of ankerite. The carbonate vein suggests a two-phase development, as in the ground mass replacement residues an isles consisting of pure calcite are observed (Fig. 6.). In 1957, with the further extension of the quarry, the vein began to show ever more frequent scatterings of ore minerals, ore nodes of various size, whose formation exhibits a certain continuity. The vein has a strike of 15° to 195°, and a southeastward dip of about 60°, highly variable. Along the contact of the vein and the granite, the granite is reddened owing

to the decomposition of biotite. This alteration has a diameter of but a few centimetres, and beyond the granite is entirely fresh. Of the well-known ingredients of granite (microcline, orthoclase, plagioclase) let us call particular attention to the presence of titanite, to the resin-coloured variety of zircon, which according to literature is rich in hafnium, as well as to the frequent occurrence of radioactive haloes in the grass-green to green varieties of biotite, which in the brown biotites are exceedingly rare.

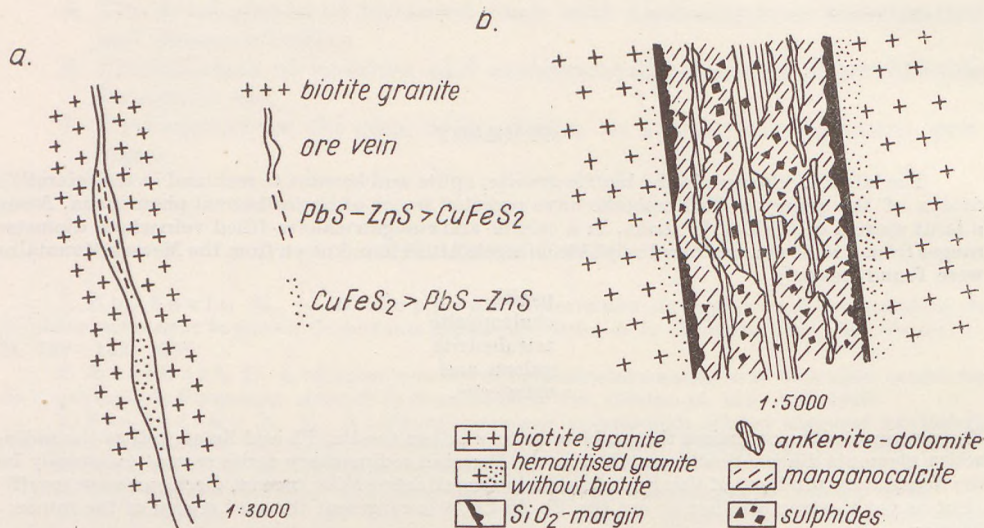


Fig. 1.

The ore-bearing carbonate vein is a postmagmatic development subsequent to the intrusion of the granite. Its intra-magmatic occurrence does not necessarily mean — in view of the intense and varied magmatic activity of the Mecsek Mountains — its direct connection with the granite magma.

The clearing of this problem is of interest not only because it would make possible a narrower delimitation of an eventual prospecting for ore and genetically clear the relation with one mother magma or the other, but also because it would shed a new light on the origin of the well-known enrichment of U, Pb, Zn and Cu in the Permian arenaceous rocks of the Mecsek Mountains.

The ore vein contains the following mineral association:

pyrite I – II
 chalcopyrite
 sphalerite
 galena
 tennantite, tetrahedrite?
 chalcocite, covellite
 malachite
 calcite, manganocalcite
 ankerite
 quartz

FeS₂
 CuFeS₂
 ZnS
 PbS
 Cu₃(As, Sb) S₃₋₄
 Cu₂S, CuS
 Cu₂(OH)₂(CO₃)
 CaCO₃
 Ca(Mg, Fe) (CO₃)₂
 SiO₂

Pyrite occurs in two generations: the first one invariably forms aggregates of idiomorphic crystals and occurs as inclusions in or in a textural community with the later sulphides. The second generation of pyrite nowhere occurs in forms of welldeveloped crystallinity. It partly forms thin veinlets and partly is replaced by subsequent sulphides. Where pyrite and chalcopyrite are in contact, — the latter being the most frequent sulphidic constituent besides sphalerite and galena, — a band consisting of chalcocite and covellite is seen. The band of CuS and Cu_2S on the margin of the FeS_2 -I inclusions in the independent chalcopyrite nodes was developed subsequently as a result of cementation processes, to the detriment of chalcopyrite (Fig. 2, 3, 4).

Chalcopyrite occurs on the margin of the vein, or scattered in the manganese filling, mostly independently of galena and sphalerite; as far as the present disclosures permit the conclusion, its frequency increases with depth.

The sphalerite is of a marmatitic type, mostly interwoven with galena older than sphalerite. Textures with galena replaced by sphalerite are not infrequent. However, both minerals form also independent aggregates (Fig. 5.). When sphalerite is accompanied by chalcopyrite, there is between them a band of galena or tetrahedrite; sometimes the interior of the sphalerite is mottled with configurations resembling membranes of PbS . Of all the sulphides, galena is the one forming the most extended fields, exhibiting here and there striking translation twinning due to pressure. The semi-quantitative examination of the distribution of trace elements in the chalcopyrite, galena and sphalerite from Erdősmecke gave the following results:

Galena:

Fe	=	10^{-2} %
Ag	=	$10^{-1} - 10^{-2}$ %
Bi	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %
Cu	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %
Sb	=	10^{-2} %

Sphalerite:

Fe	=	$> 10^{-1}$ %
Cd	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %
As	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %
Pb	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %
Tl	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %

Chalcopyrite:

Bi	=	$10^{-2} - 10^{-3}$ %
As	=	10^{-2} %
Sn	=	10^{-3} %

The mineral association of the Cu—Zn—Pb vein of Erdősmecke bears the characteristic of a meso- or epithermal development. Its ore geological environment does not promise at present any further enrichment in the horizontal or vertical sense. In the present state of disclosure it cannot be estab-

lished as yet whether the vein is the root left over by denudation of a longer vein or whether it is the upper section of a vein.

The first case would imply that the wellknown allothigenic and epigenic enrichment of elements (U, Cu, Zn, Pb, V etc.) in the Permian had its origin in the Erdősmecke area, being the product of denudation of the same. The second case excludes this kind of provenience for two reasons: *a*) the allothigenic chalcopyrite, sphalerite and galena of the Permian complex occurs in detritus of lode quartz, whereas in Erdősmecke it occurs in a predominantly carbonatic environment; *b*) in the Permian, the denudation has not yet reached the level of the above-discussed mineralization, wherefore the enrichment of heavy metals in the Permian must have been of a different origin.

REFERENCES CITED

1. Cs al a g o v i t s I.: A mecsekhegységi primér rézércnyomok és magmás áthalmazásának lehetőségei. (The primary copper-ore traces in the Mecsek Mountains and the possibilities of their magmatic transport. *Manuscript*). 1959.
2. K i s s J.: A mecseki U-érc ásványos alkata és genezise. (The mineral constitution and genesis of the uranium ore in the Mecsek Mountains. *Manuscript*.) 1959.
3. K r i v á n P. - S z n a g y i k L.: A kozári (Mecsek hegység) karbonátos réznyomok eredete. (The origin of the carbonatic copper ore traces near Kozár, Mecsek Mountains. *Manuscript*.) 1959.
4. M a u r i t z B. - C s a j á g h y G.: Alkáli telérközetek Mórágó vidékéről. (Alkali dike rocks from the environment of Mórágó. (*Földtani Közöny* LXXXII, 137-142. 1952.
5. P a p p F.: Mórágó vidéki gránitok és kísérő kőzetek. (Granites and accompanying rocks in the neighbourhood of Mórágó. *Földtani Közöny*. LXXXII, 143-156. 1952.
6. T o k o d y L.: A kozári azurit előfordulása a Mecsek hegységben. (The azurite occurrence of Kozár in the Mecsek Mountains). *Földtani Közöny* LXXX, 261-269. 1952.
2. S z á d e c z k y - K. E.: A kárpáti közbelső tömeg magmás mechanizmusáról. (On the magmatic mechanism of the Carpathian median mass.) *Geokémiai Kongresszus - Budapest*, 1959. (*in print*).
8. V a d á s z E.: Magyarország földtana. (The geology of Hungary). *Budapest*, 1960

PALÄOLITTORALISCHE ERSCHEINUNGEN IM BUDAER GEBIRGE. DER BEGRIFF DER SUBGRESSION

P. KRIVÁN

Geologisches Institut, Eötvös Universität, Budapest.

(Eingegangen am 2. August, 1961)

ZUSAMMENFASSUNG

Wir hatten Gelegenheit, die Entwicklung des mezozoischen Urkarstes im Budaer Gebirge (am Rókahegy bei der Ortschaft Csillaghegy) in zwei Phasen zu gliedern. Die erste und Hauptphase fällt auf den Jura und auf den Anfang der Kreidezeit; die zweite folgte auf die Barrém-Stufe und dauerte bis zum Ende der Kreidezeit. Sowohl die erste als auch die zweite Phase war durch die Bildung von Terrestrikum abgeschlossen, dessen Alter auf das Barrém zu datieren ist. Im Barrém wurden die mehrstöckigen Höhlengänge des jurassisch-unterkretazischen Urkarstes und die sich der Oberfläche zu breit öffnenden Dolinen mit Terrestrikum ausgefüllt und bedeckt, und somit wurde der jurassisch-unterkretazische Urkarst zum überdeckten Karst.

Auf den Dachsteinkalkoberflächen, die aus dem tonigen Liegenden hervorragten, entstanden nach dem Ablauf des Barrém Karsterscheinungen, und es bildeten sich vom älteren Karstsystem unabhängige Dolinen mit schmaler Öffnung und mit steilen Wänden. Die Ausfüllung dieser Dolinen, die Bedeckung des Urkarstes, kann ebenfalls auf Grund der Analogie mit den Bauxitlagerungen in den Mittelgebirgen, auf die Wende von Oberkreide/Untereozän datiert werden, es mußte sich jedenfalls zu einem, der unterbartonischen Transgression vorangehenden Zeitpunkt abgespielt haben.

Die unterbartonische Transgression reinigte die Höhlengänge des Rókahegy, der im vorangehenden in erhobene Position geriet, von ihren Ausfüllungen; „exhumierte“ das ältere Urkarstsystem und füllte die Gänge mit dem eigenen Schuttmaterial aus. Nachdem das terrestrische Material abgetragen war, entstanden unter den Küsten Terrassen, und dann folgte die Ausfüllung der waagerechten Höhlengänge von unten nach oben, der stratigraphischen Reihenfolge entsprechend.

Da die Transgression im engeren Sinne des Wortes, die Bedeckung des Terrains durch das Meer, erst nach der Auffüllung der Höhlengänge der Felsküsten erfolgt war, müssen die unterhalb der Felsküsten sich abspielenden Ab- und Aufbauprozesse von diesen abgesondert und auch terminologisch definiert werden. Da die erwähnten Ab- und Aufbauprozesse das Ergebnis der *subgressiven* Arbeit sind und zugleich zur transgressiven geologischen Epoche gehören, schlagen wir den Terminus „*Subgression*“ vor und besprechen dementsprechend die Ab- und Aufbauprozesse unter den Felsküsten als Subgressionserscheinungen.

Die vom älteren unabhängige Entwicklung des jüngeren Urkarstes bietet die Erklärung dafür, daß das oberkretazisch-untereozäne Terrestrikum auf uns verblieben ist. Die subgressive Materialhinausbeförderung erstreckt sich nämlich nur auf die Ausfüllung der unmittelbar mit Höhlengängen zusammenhängenden älteren Dolinen mit breiter Öffnung. Das oberkretazisch-untereozäne Landmaterial verblieb ungestört in den Dolinen mit enger Öffnung, nur auf der Oberfläche ist die materialumhäufende Wirkung der Transgression zu erkennen.

Die Entwicklung der Gebirgsstruktur des Gebietes wird in der Besprechung eingehend erörtert.

* * *

Im Rókahegy bei Csillaghegy erschließen viele, weiträumige, unmittelbar aufeinander folgende Steinbrüche den Dachsteinkalk und dessen unterbartonisches Hangende. Der transgressive Unterbarton-Komplex ist auf der unterhöhlten, mit Dolinen übersähten Oberfläche des Dachsteinkalkes gelagert,

auf dem stellenweise Spuren des oberkretazisch-untereozänen Terrestrikums zu erkennen sind.

Die waagerechten Höhlengänge im Dachsteinkalk sind mit einem Material ausgefüllt, das petrologisch mit dem Barton-Schuttkomplex des Hangenden identisch ist und sich dem Höhlenboden entsprechend lagert. Es ist für den transgressiven Obereozänkomplex der Budaer Berge qualitativ kennzeichnend, daß der Amphibolandezittuff-Schutt sowohl in den Höhlenausfüllungen, als auch im Hangenden des Dachsteinkalkes anzutreffen ist.

Die petrologische Einheitlichkeit der Ausfüllungen und des transgressiven Hangenden weist darauf hin, daß auch die Höhlengänge im Laufe der Transgression ausgefüllt wurden, die dem Höhlenboden entsprechende Lagerung hingegen darauf, daß die Ausfüllung nicht nachträglich, nach der Ablagerung des Hangenden, durch die von oben erfolgte Einschlammung erfolgt war, sondern vor der Sedimentation des Hangendenkomplexes, als Folge der Baubetätigung des Meereswassers unter dem Ufer zustande kam.

Da in den Dolinen mit enger Öffnung im Dachsteinkalk Spuren oberkretazisch-untereozänen terrestrer roten Tones noch anzutreffen sind, können wir darauf schließen, daß die Dolinen mit weiter Öffnung, ja sogar die waagerechten Höhlengänge mit demselben terrestrer Gebilde ausgefüllt waren, wie wir es auch 1953 im Keszthelyer Gebirge bei der Lagerung des „Dolinenlehms“ des Cserszegtomajer Urkarstes beobachtet haben [6]: die Cserszegtomajer 50–60 m tiefen Dolinen übergehen nämlich, unten sich verengend, in waagerechte Höhlengänge, die ebenfalls mit „Dolinenlehm“ ausgefüllt sind.

Am Rókahegy hingegen fehlen die terrestrer Ausfüllungen sowohl aus den Höhlengängen, als auch aus den unmittelbar diesen sich anschließenden Dolinen mit weiter Mündung. Die Dolinen mit enger Mündung stehen in keiner wahrnehmbaren Verbindung mit Höhlen, obwohl sie deren Tiefe erreichen oder sogar übertreffen (Abb. 1).

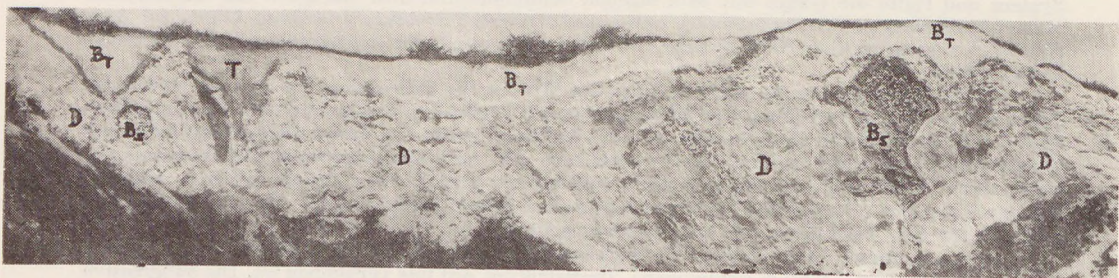


Abb. 1.: Das Verhältnis der älteren und der jüngeren Karsterscheinungen zueinander. Links der waagerechte Höhlengang des jurassisch-unterkretazischen Urkarstes mit dazugehöriger, breit geöffneter Doline; ersteres mit subgressivem, letzteres mit transgressivem Schuttmaterial (B_S bzw. B_I) ausgefüllt bzw. überdeckt. Die in der Mitte sichtbare Doline mit enger Öffnung und steilen Wänden ist mit oberkretazisch-untereozänem Terrestrikum (T) ausgefüllt. Die zwei Karstsysteme sind voneinander unabhängig.

Da die Wasserschlinger mit breiter Öffnung im besprochenen Profil zweifellos zur Abfuhr des Niederschlagswassers genügen, und die Höhlengänge die Beförderung des hinabgeratenen Wassers unbedingt sicherten, muß es auffallen, daß unmittelbar neben den breiten auch engmündige Dolinen mit

steilen Wänden entstanden sind, und zwar auf erhobeneren Stellen des Dachsteinkalkes, in verhältnismäßig frischem Gestein, ohne daß die daneben, aber tiefer gelegenen Dolinen mit großem Zuflußgebiet das Wasser der nahe- und höherliegenden Kalksteinoberfläche ableitend, die Dolinenbildung verhindert hätten. Die Dolinen mit enger Mündung konnten nur so entstanden sein, daß wir annehmen, daß die Höhlengänge und die weitgeöffneten Dolinen vorher mit Terrestrikum ausgefüllt, die Unebenheiten der Karstoberfläche somit behoben waren. Die höheren Partien des Dachsteinkalkes mit frischer Oberfläche standen auch nach der Ausfüllung der Dolinen und Höhlen frei und unbedeckt, sodaß im Bereich des überdeckten Urkarstes, unabhängig von den übrigen Bereichen, ein neuer Verkarstungsprozeß begann, womit die Bildung der höher liegenden Dolinen erklärt wäre.

Da die jüngeren Dolinen später ebenfalls mit Terrestrikum ausgefüllt wurden und sich somit der verjüngte Urkarst ebenfalls in einen bedeckten Karst umgewandelt hat, können wir zwei, voneinander gut abzusondernde Phasen der Verkarstung und der Bedeckung erkennen. Während der ersten Phase entstanden die Dolinen mit weiter Öffnung am Rókahegy, während der zweiten die Dolinen mit enger Öffnung und mit steilen Wänden, die sich unabhängig von den verstopften und aufgefüllten älteren Karstformen gebildet haben.

Wenn wir das in den jüngeren Dolinen verbliebene Terrestrikum und die fehlenden Ausfüllungen des älteren Karstsystems — wie wir es bereits bei dem Cserszegtomaj „Dolinenlehm“ vermuteten — als eine Fazies des Bauxits auffassen, haben wir vielleicht eben in den Ausfüllungsphasen, die auf die Verkarstung folgen, die den zwei Bauxitfazies in den Mittelgebirgen entsprechenden Stufen erfaßt.

Dementsprechend wäre die ältere aus- bzw. auffüllende Phase auf die Unterkreide, näher auf das Barrém zu verlegen, die jüngere auf die Grenze von Oberkreide und Untereozän. Diese Annahme wird auch von dem Umstand unterstützt, daß der rote Lehm in den jüngeren Dolinen bereits einer gewissen Umhäufung unterlegen ist, die aber bereits vor der Sedimentation des Unterbarton-Transgressionsüberdeckgebildes erfolgt sein mußte, was auf Grund der Analogie der Bauxitlagerungen in den Mittelgebirgen die Wende von Oberkreide/Untereozän bedeutet.

Die Höhlengänge und die zu ihnen gehörigen älteren Dolinen sind aber, wie bereits erwähnt, mit Unterbarton-Schutt ausgefüllt, sodaß das unterkretazische (Barrém-) Terrestrikum der Transgression zu Opfer fiel. Die sich dem Höhlenboden anpassende Lagerung der Unterbartonien-Ausfüllungen in den Höhlengängen hingegen bringt den Gedanken nahe, daß sich die Ablagerung noch vor der transgressionalen Bedeckung der Urkarstoberfläche mit zwei Entwicklungsphasen im Dachsteinkalk abgespielt hat. Zu diesem Prozeß war aber eine von unten nach oben erfolgende Ausschlämzung des unterkretazischen (Barrém-) Terrestrikums notwendig, das heißt, daß die Gänge und die Dolinen des Urkarstes noch vor dem Barrém gereinigt, „exhumiert“ werden mußten, noch bevor sich die Unterbarton-Sedimente gebildet hätten.

Den Prozeß möchten wir folgendermaßen rekonstruieren:

1. Dem Barrém vorangehend geriet der Rókahegy in eine mäßig erhobene Position.

2. Die Transgression im Unterbarton legte die bereits entstandenen, mit unterkretazischem (Barrémien-) Terrestrikum ausgefüllten Höhlengänge frei, indem die Wirkung unter die Oberfläche einge-
drungen war; das Ausfüllungsmaterial wurde dem Ausmaß der Transgression entsprechend, von unten nach oben ausgeschlämmt.

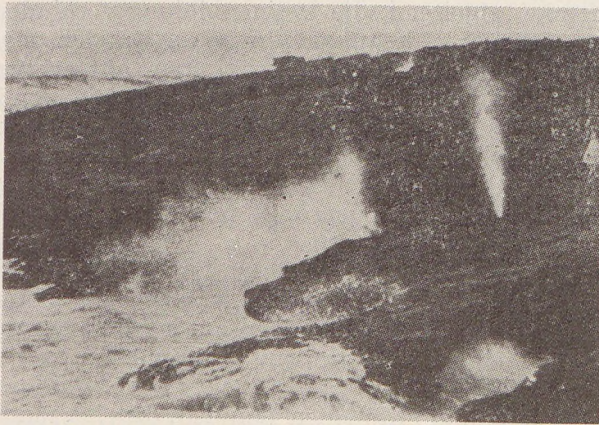


Abb. 2.: Felsküste mit Karstoberfläche, von Höhlen unterhöhlt, bei Flut. Die unter das Ufer eindringenden Wassermengen kommen durch die sänkrechten Karstlöcher (Blaslöcher) wieder zum Vorschein. Unterkretazisches Kalkufer bei Lissabon (nach Krejci-Graf [5]).

3. Somit wurde der im Barrém überdeckte Urkarst „exhumiert“ und die Höhlen und Gänge wurden von unten nach oben, in stratigraphischer Ordnung, mit Unterbarton-Schuttmaterial ausgefüllt.

4. Bei der „Exhumierung“ der oberen Stockwerke der Höhlengänge wurden die Ausfüllungen der Dolinen, die sich unmittelbar den Höhlengängen

anschlössen, von unten her angegriffen, unterschlämmt, und in den von ihrer Ausfüllung befreiten Karsttrichtern bildeten sich „Blaslöcher“ wie am Meeresufer.

Abb. 2., stellt ein Blasloch nach Krejci-Graf [5] dar; Abb. 3., ein Pendant dazu aus dem Unterbarton am Rókahegy.

5. Die Ausfüllung der vom älteren Karstsystem unabhängigen jüngeren Dolinen wurde unversehrt bewahrt, nur die Oberfläche wurde von der das ganze Gebiet überdeckenden Transgression umgelagert.

6. Das lokale Vordringen der unterbartonischen Transgression wurde jedoch durch die Erhebung des Rókahegyer Horstes – dem Ergebnis einer tektonischen Bewegung – aufgehalten; der Westrand des mittleren Teiles des Rókahegy wurde vom unterbartonischen Transgressionskomplex nicht mehr bedeckt, sondern wir beobachten anstelle dessen eine Abrasionsterrasse.

7. Die tektonische Fläche, die wir auf der Südseite des Rókahegy wahrnehmen und die dieselbe Richtung verfolgt, wie das ungarische Mittelgebirge (NNO–SSW), entstand also in der Unterbarton-Stufe, und auf Grund des Kalksteinkomplexes mit Nummuliten, Discoeyclinen



Abb. 3.: Ein paläolittorales Pendant des auf Abb. 2. dargestellten rezenten Blasloches. Der Trichter des unterbartonischen Blasloches ist mit transgressivem Schuttmaterial (B_1) ausgefüllt. Rókahegy, mittlerer Teil des Dachstein-kalk-Steinbruches.

und Lithotamnen, der südlich vom Rókahegy im tektonischen Graben gut zu beobachten ist, konnte sich die Sedimentbildung im Barton ungestört fortsetzen.

Auch kam der Gedanke auf, daß die tektonische Einheit des Rókahegy vor der Barton-Transgression von obiger tektonischen Fläche NNO-SSW-licher Richtung (der Richtung der Mittelgebirge) begrenzt war, doch kann diese Annahme nicht belegt werden, da der Bruch in der Südseite des Rókahegy nach der Ausfüllung der Höhlengänge mit Schuttmaterial erfolgt ist (Abb. 5.). Die erste Phase der pyrenäischen Bewegungen, die in der Umgebung von Csillaghegy zu beobachten sind, hat sich im Unterbarton abgespielt; die unmittelbar dieser vorangehenden tektonischen Bewegungen, wie die Erhebung des Rókahegy-Massivs, gehören noch zur orogenen Abschlußphase der laramischen Bewegungen.

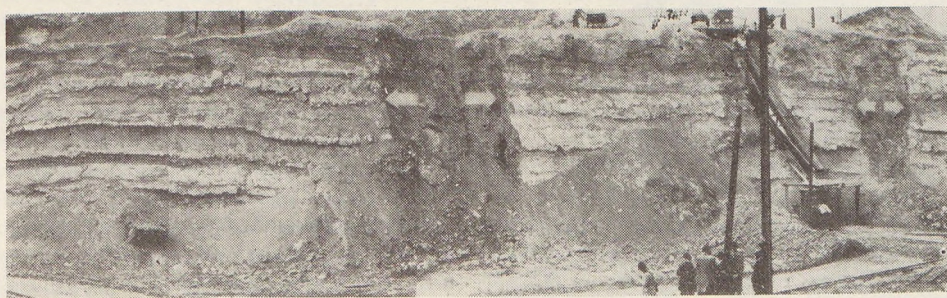


Abb. 4.: Offene, auf den rupelischen Tonkomplex vertikal ablaufende Brüche von der Péterhegyer Ziegelei.

Die Barton-Sedimentbildung offenbart sich auch auf der Westseite des Rókahegy (bei Üröm), in der Sedimentation eines Bryozoa-Discocyclus-führenden Mergelkomplexes. Auf diese folgend, an der Grenze von Eozän und Oligozän, in der zweiten Phase des pyrenäischen Orogens, erneuten sich die Bewegungen den präformierten tektonischen Flächen entlang, und diese Bewegungen waren es u. a., die südlich vom Rókahegy, an der Ostseite des Péterhegy, den im Bereich der Lehmgrube der Csillaghegyer Ziegelfabrik beobachteten, wahrscheinlich schon im Unterbarton präformierten eozänen Horst entstehen ließen, der seine erhabene Position während des ganzen Unteroligozäns beibehielt.

Auf der Oberfläche des Horstes, in der Ziegelei, entwickelten sich während des Unteroligozäns Karsterscheinungen. Auf der Oberfläche, die aus Nummuliten und Discocyclusen führendem Kalkstein besteht, erscheinen Anfänge von Dolinen. Auf dieser unebenen Oberfläche finden wir auch das transportierte Schuttmaterial des Lattorfer, sog. Hárshegyer Sandsteins; die Überdeckung erfolgte, wie aus dem dunkelgrauen, glimmerenthaltenden, Florareste führenden, der Fauna baren, blättrig sich spaltenden Lehm zu schließen ist, bereits am Ende des Unteroligozäns. Aus diesem lehmigen Hangenden entwickelte sich laufend und übergangsmäßig der foraminiferaführende Tonkomplex des Rupéliens.

8. Damit war aber die tektonische Entwicklung des Rókahegy und des Péterhegy noch nicht zu Ende. An der Grenze von Oligozän und Miozän – wie Szentes [15] treffend beobachtete – trat eine Stauung ein, und die tektonische Fläche, die während der pyrenäischen Bewegungen mit Verwerfungscharakter entstand und in ihrer Richtung dem Mittelgebirge entsprach, wurde zu einer Aufwerfungsfläche (Abb. 5.)

In den *savischen* Bewegungen hat selbstverständlich auch der Rupélien-Tonkomplex bereits teilgenommen, was auch jene offenen Brüche anzeigen, die senkrecht-quer auf die Richtung des Tonkomplexes entstanden und Ergebnisse einer Dilatation sind und deren Richtung parallel zur Stauungsfläche auf der Südseite des Rókahegy ist (Abb. 4).

Obwohl wir kaum Gelegenheit haben die orogenen Phasen *nach den savischen Bewegungen* in der Umgebung von Csillaghegy zu fixieren (eine Ausnahme bildet die Intramindel-Bewegung am Péterhegy), lässt die in einer tiefen, mit Unterbarton-Schutt ausgefüllten Doline wahrgenommene *hydrothermische* Versäuerung und der Mineralkomplex (Barit, usw., [4]. der geläufigen Auffassung entsprechend auf die Wirkung der *steyrischen* Bewegungen schließen.

Wir müssen uns mit den Verwitterungsprozessen, die sich unter der Oberfläche der Unterbarton-Felsküsten abgespielt haben, besonders befassen.

In der Literatur finden wir Angaben hinsichtlich der Verwitterung rezenter Felsküsten mit Karstoberfläche, die von Höhlen untergraben sind [5]; doch keine Daten hinsichtlich paläolittoraler Erscheinungen. Hinsichtlich der *Sedi-*

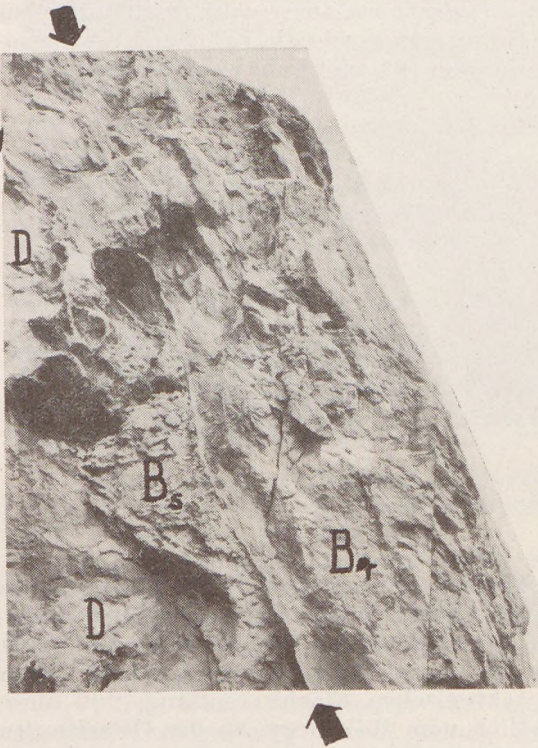


Abb. 5.: Tektonische Berührung des unterbartonischen subgressiven Ausfüllungsmaterials (B_s) und des unterbartonischen transgressiven Komplexes (B_t) bei der tektonischen Fläche am Rókahegy, die in derselben Richtung wie das Mittelgebirge verläuft. Die mit Pfeil angezeigte Fläche war in der Unterbarton-Stufe präformiert, und wurde in der savischen Bewegungsphase zu einer Stauungsfläche. D = Dachsteinkalk.

mentation unterhalb der Felsküsten haben wir weder für rezente, noch für vergangene Prozesse Daten in der Literatur. Es ergibt sich daher die Notwendigkeit, die in der Unterbarton-Felsküste am Rókahegy beobachteten Erscheinungen zu analysieren, und die Schlussfolgerungen zusammenzufassen.

Da die *Transgression* im engeren Sinne des Wortes — die Überdeckung des Gebietes vom Meer — erst *nach* der Reinigung der Höhlengänge in den Felsküsten von ihrem Ausfüllungsmaterial und *nach* ihrer neueren Auffüllung erfolgt war, müssen wir die Auf- und Abbauprozesse, die sich unterhalb der Felsküsten abspielen, von der *Transgression* absondern und eine neue Bezeichnung einführen. Da die besprochene Ab- und Bautätigkeit eine Folge des Eindringens des Meerwassers unter die Küste ist, zugleich aber auch den *Transgressionsabschnitten* zugehört, schlagen wir den Ausdruck *Subgression* vor, und besprechen dementsprechend die Ab- und Bauprozesse unterhalb der Felsküsten als *Subgressionserscheinungen*.

Die Tatsache der *subgressiven* Verwitterung haben wir aus dem Fehlen der unterkretazischen (Barrém-) Ausfüllung aus dem älteren Urkarst und aus dem im Unterbarton abgelagerten grobschuttigen Ausfüllungsmaterial festgestellt. Das grobschuttige Unterbarton-Ausfüllungsmaterial erweckt in erster Linie nicht den Gedanken der *subgressiven* Bautätigkeit, die eben durch sein Vorhandensein bewiesen ist. Es erinnert vielmehr an die Verwüstung, die die Ablagerung eingeleitet und die alle lockeren oder auflockerbaren Schuttausfüllungen ausgeschwemmt hat. War die Barrémausfüllung terrestrischer, leicht auszuschwemmender Ton, wurde er aus den Höhlengängen unter den damaligen Umständen ohne jede Möglichkeit der Wiederablagerung ausgeschwemmt. Es gab also keine Möglichkeit zur Vermischung der neuen und der alten Ausfüllung.

Ist das Liegende Dolomit, sehen wir in unzähligen Fällen Gesteinsverfärbungen, die aus der *transgressiven* Verarbeitung des Terrestrikums des Hangenden während des Unterbartons, aus dessen Verschlammung und Eindringen in die Poren des Dolomits stammen. Eine solche „Tarnung“ des Hangenden, wie wir die Erscheinung im Budaer Gebirge als Hydrothermalspur in der Praxis verbuchen, kann im vorliegenden Fall, wo das Liegende kompakter Dachsteinkalk ist, nicht in Frage kommen: das unterkretazische (Barrém-) Ausfüllungsmaterial ist also durch die *Subgressionswirkung* völlig verschwunden.

Der Umstand, daß die Höhlenterrassen nur mit grobem Ausfüllungsmaterial zusammen erscheinen, während im Falle feinkörniger Ausfüllung oder Mergel keine Terrassen zu beobachten sind (Abb. 6, bzw. Abb. 1), läßt die Schlußfolgerung zu, daß die Terrassenbildung in engster Verbindung mit der unterbartonischen grobschuttigen Sedimentbildung ist. Jener Umstand, daß der Grobschutt sich der abgeschleiften Oberfläche entsprechend lagert (Abb. 6), weist darauf hin, daß zwischen der Einführung des Grobschuttes, seiner teilweisen Wiedereinführung durch Rückfluß und dem Schleifen der Terrassen ein kausaler Zusammenhang besteht. Daß in Höhlen überhaupt die Möglichkeit der Terrassenbildung besteht, weist darauf hin, daß das Schleifen an der Oberfläche die Oberhand dem Einschneiden, Einsägen gegenüber gewann. Daraus hingenen kommen wir auf den Schluß, daß die Wassermengen, die das Material eingeführt und von ihrer Geschwindigkeit eingeübt haben, beim Rückfluß eine gewisse kritische Geschwindigkeitswertgrenze nicht überschritten haben in entgegengesetztem Falle hätte das aus den Höhlengängen zurückfließende Wasser in der Ausfüllung bereits Einkerbungen hinterlassen.

Der Faktor, der die Geschwindigkeit des Rückflusses bestimmte — das

Fallen — war daher unbedeutend. Infolgedessen können wir den täglichen Gang der Meeresspiegelschwankung, d. h. *Ebbe und Flut in den Budaer Bergen im Unterbarton außer Acht lassen*. Die Materialeinführung und damit im Zusammenhang das Abschleifen der

Oberfläche stammt daher gänzlich aus einem öfters erfolgenden Prozeß des Ein- und Ausfließens, der eine Folge der *Wellenstauung* ist.

Im großen Steinbruch (Dachsteinkalk) am Rókahegy, auf der Ostseite, beobachten wir *drei Subgressionsterrassen* (Abb. 6). Ihr Vorhandensein weist darauf hin, daß die Sänkung, die Transgression im Unterbarton verursachte, in mehreren Phasen verlief.

Die Subgressionsterrassen, die auf der Ostseite des Dachsteinkalkmassivs des Rókahegy zu beobachten sind, die Grobschutttausfüllung auf der Südseite (Abb. 6 bzw. 5), das Fehlen der Terrassen in der Mitte mit einer Verfeinerung der Ausfüllungen weisen darauf hin, daß die Felsküste des Rókahegy im Unterbarton auf der Ost- und der Südseite war; die Transgressionsterrasse, die wir im mittleren Teil auf der Westseite der Oberfläche beobachten, zeigt, daß die Transgression von SO her vordrang.

Obwohl unserer Feststellung zufolge Ebbe und Flut im Unterbarton im Budaer Gebirge während des Unterbartons nicht von Bedeutung waren, können wir im Höhlenprofil auf der Ostseite des Steinbruches auch eine zeitweilige Verstärkung dieser Erscheinung beobachten. Auf Abb. 6 ist die Ausfüllung zwischen den zwei oberen Transgressionsterrassen V-förmig gelagert. Aus unseren vorangehenden Folgerungen geht hervor, daß ihre Entstehung eine Folge der wachsenden Geschwin-

digkeit des Rückflusses ist über die kritische Grenze hinaus, was wiederum auf ein Wachsen des Niveauunterschiedes zurückzuführen ist. Dafür aber liegt die Erklärung in einer Verstärkung von Ebbe und Flut.

Diese Folgerung läßt die Praxis langwieriger Wiederholung des Prozesses zu. Die beobachtete V-förmige Kerbung entstand nämlich nicht nachträglich, nachdem der Mittelteil der subgressiven Schichtenfolge eingeführt wurde, sondern während der Sedimentbildung, d. h. syngenetisch, und zwar so, daß der auf die Materialeinführung folgende Rückfluß von Fall zu Fall auch teilweise Material hinausbeförderte.



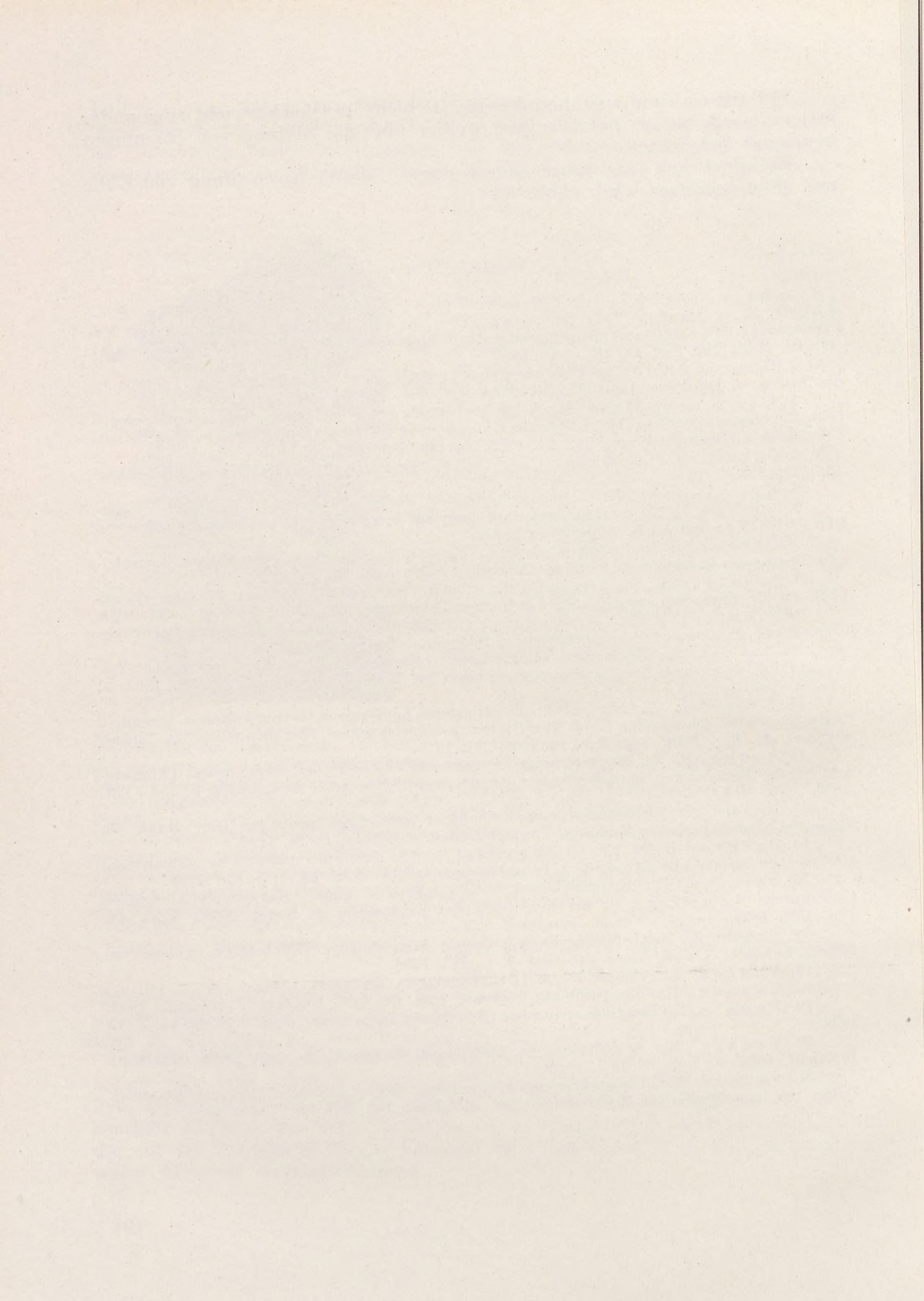
Abb. 6.: Subgressionsterrassen (mit Pfeilen angezeigt) in den waagerechten Höhlengängen des jurassisch-unterkretazischen Urkarstes. Die Höhlengänge sind mit unterbartonischem subgressivem Schutt ausgefüllt. Die Ausfüllung ist dem Höhlenboden entsprechend gelagert. Die V-förmige Lagerung im mittleren, sich verengenden Teil des oberen Höhlenganges ist eine spezifische Lagerungsform, die infolge der Verstärkung von Ebbe und Flut entstanden ist. D = Dachsteinkalk. — Rókahegy, Ostseite des Dachsteinkalk-Steinbruches.

Daß die ein- und ausführenden Kräfte nicht im Gleichgewicht zueinander stehen, wurde bereits durch andere Studien über die Bildung von Stauungen genügend beleuchtet.

Es bildet sich eine Subgressionsterrasse, falls die Erscheinung von Ebbe und Flut mäßiger wird (Abb. 6.)

SCHRIFTTUM

1. Barnabás, K. – Bárdossy, Gy. – Bertalan, K. – Csillag, P. – Göbel, E. – Jaskó, S. – Szentés, F. – Szóts, E.: Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950 – 54 között (Bauxitgeologische Forschungen in den Jahren 1950 – 54 in Ungarn). *M. All. Földt. Int. Évk.* **46.** 383 – 558. 1957.
2. Góczán, F.: A Déli-Bakony szenon képződményeinek palynológiája (Palynologie des Senons im Bakonygebirge). *M. All. Földt. Int. Évk.* **49.** 635 – 643. 1961.
3. Horváthné Deák M.: A Bakonyhegység apti képződményeinek és bauxittelepeinek palynológiai vizsgálata (Palynologische Untersuchung des Aptien-Tonmürgels und des Bauxitkomplexes im Bakonygebirge). *M. All. Földt. Int.* **49.** 645 – 648.
4. Jugovics, L.: Rókahegyi baryt (Rókahegyer Baryt). *Ann. Musei. Nat. Hung.* **10.** 593 – 595. 1912.
5. Krejci-Graf, K.: Küstenzerstörung (3). *Natur u. Volk.* **86.** 1 – 7. 1956.
6. Kriván, P.: A cserszegtomaji „töböragyag” keletkezése (Entstehung des „Dolinenlehms” bei Cserszegtomaj). *Manuskript*, 1954.
7. Ötvös, E.: Szárazföldi vörösragyag képződmények a Budai-hegységben (Terrestri-sche Terra rossa Gebilde in den Budaer Gebirgen). *Földt. Közl.* **88.** 221 – 227. 1958.
8. Schafarzik, F.: Visszapillantás a budai hévforrások fejlődéstörténetére (Rück-blick auf die Entwicklungsgeschichte der Budaer Thermalquellen). *Hidr. Közl.* **1.** 9 – 14. 1928.
9. Schafarzik, F. – Vendl, A.: Geológiai kirándulások Budapest környékén (Geologische Ausflüge in die Umgebung von Budapest). *Budapest* 1929.
10. Scherf, E.: Hévforrások okozta kőzetelváltozások a Buda-Pilisi hegységben (Von Thermalquellen verursachte Gesteinsveränderungen im Buda-Piliser Gebirge). *Hidr. Közl.* **2.** 19 – 88. 1928.
11. Schréter, Z.: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai-hegyekben (Spuren der Tätigkeit tertiärer und pleistozäner Thermalquellen im Budaer Gebirge). *M. Kir. Földt. Int. Évk.* **19.** 179 – 231. 1912.
12. Szabó, P. Z.: Magyarországi karsztformák klimatörténeti vonatkozásai (Klimage-schichtliche Beziehungen ungarländischer Karstformen). *Dunántúli Tud. Gyűjt.* **9.** 183 – 190. 1956.
13. Szabó, P. Z.: A karszt, mint klimatikus morfológiai probléma (Der Karst als klimatisch-morphologisches Problem). *Dunántúli Tud. Gyűjt.* **15.** 1 – 24. 1957.
14. Székyné Fux, V. – Barabás, A.: A dunántúli felső-eocén vulkánosság (Obereozäne vulkanische Tätigkeit in Transdanubien). *Földt. Közl.* **83.** 217 – 229. 1953.
15. Szentés, F.: Hegyszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén (Tektonische Beobachtungen in der Umgebung des Nagykevély in Buda). *Földt. Közl.* **64.** 283 – 296. 1934.
16. Szóts, E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei (Die eozänen (paläogenen) Gebilde in Ungarn). *Geol. Hung. Ser. Geol.* **9.** 1 – 318. 1956.
17. Vadász, E.: Bauxitföldtan (Bauxitgeologie). *Budapest*, 1951.
18. Vadász, E.: Magyarország földtana (Die Geologie Ungarns). *Budapest*, 1953.
19. Vadász, E.: Bauxit és terra rossa (Bauxit und Terra rossa). *Földt. közl.* **86.** 115 – 118 1956.
20. Vadász, E.: Földtörténet és földfejlődés (Erdgeschichte und Erdentwicklung). *Budapest*, 1957.
21. Vadász, E.: A magyarországi mezozoikum alapvető kérdései (Die grundlegenden Fragen des ungarländischen Mesozoikums). *M. All. Földt. Int. Évk.* **49.** 27 – 32. 1961.



FORMATIONS TRIASIQUES DE LA RÉGION DE BLOCS SITUÉE ENTRE LES MONTAGNES DE GERECE ET DE BUDA-PILIS

Par

J. O R A V E C Z

Institut de Géologie de la Faculté des Sciences
de l'Université Eötvös Loránd.

(Manuscrit reçu le 25 août 1961)

R É S U M É

Dans la région située entre les montagnes de Gerece et Buda-Pilis, un faciès dolomitique distinguable commence par l'étage ladinien; sur la base de la faune, on peut distinguer le Carnien et le Norien. Les fossiles récoltés de certains blocs facilitent la subdivision plus détaillée du complexe de Dachsteinkalk. La structure différente du territoire des environs de Dorog peut être suivie — même du point de vue stratigraphique — par la répétition multiple, le long de l'inclinaison, des formations noriennes. Dans la Montagne de Pilis, les couches considérées comme appartenant au faciès de Koessen, apparaissent dans le toit du calcaire bitumineux raiblien, en alternance avec le calcaire bitumineux et la dolomie. Parmi les fossiles trouvés dans ces couches, on n'a trouvé aucune forme indiquant le Rhétien. Sur la base des examens déjà exécutés sur la faune, ces couches se rangent probablement à la partie supérieure du Carnien.

C'était le voyageur-géologue du siècle passé, F. S. B e u d a n t, qui s'est occupé le premier de la structure géologique des environs de Dorog. Nos connaissances sur la géologie de ce territoire se basent sur les ouvrages de J. S z a b ó, K. P e t e r s, M. H a n t k e n et B. W i n k l e r. Dans leurs descriptions, ces auteurs ont distingué la dolomie triasique supérieure, la formation la plus ancienne de cette région et la Dachsteinkalk qui s'y superpose. Vu que les formations triasiques apparaissent dans un faciès monotone, pauvre en fossiles on ne put longtemps subdiviser la dolomie norienne et calcaire rhétien, distingués sur la base des différences lithologiques. C'était G y. V i g h [6, 9, 11] qui fit une tentative de la subdivision du complexe triasique homogène, sur la base des faunes récoltées. Selon cet auteur, il est bien probable que la partie inférieure du complexe dolomitique est carnienne et une partie du Dachsteinkalk appartient au Norien.

Voilà les bases de nos recherches.

Les formations triasiques de la région située entre les montagnes de Gerece et Buda-Pilis n'affleurent qu'en quelques bols isolés, par conséquent on ne peut pas s'attendre à une série stratigraphique complète, continue. Ce territoire est important parce que les rochers épars, sortant des sédiments tertiaires, relie les séries triasiques cohérentes mais sous certains rapports différentes des montagnes de Gerece, Vértes, Buda et Pilis.

Conformément à la direction NE-SW et à l'inclinaison N qui sont générales dans la Montagne Centrale de Transdanubie, les plus anciennes couches triasiques se trouvent dans la partie méridionale de notre territoire. Sur la base des

différences lithologiques et des fossiles récoltés dans quelques blocs, le complexe dolomitique de la partie méridionale consiste en dolomie ladinienne du Trias moyen et dolomies carnienne et norienne du Trias supérieur. La série de Dachsteinkalk, également puissant, peut être subdivisée surtout sur la base de la faune de Mégalodes.

L'étage ladinien est représenté par les couches très fracturées de l'affleurement de dolomie, près de Zsámbék. Dans certaines couches de la dolomie blanche, compacte, à cassure cuboïde, les algues calcaires apparaissent en quantité constituant de roche. Dans ces couches consistant en débris d'algues, nous avons trouvé des coupes déterminables de *Diplopora annulata* Schafh., en mauvais état de conservation. Sur la base de l'existence exclusive, en masse des Diplopores et de la présence de l'espèce *annulata*, il nous paraît sûr que la dolomie soit ladinienne.

C'est encore au Ladinien supérieur que l'on peut ranger un complexe dolomitique puissant qui alterne avec des couches de dolomie bien stratifiée, rayée et friable et qui ne contient pas de restes organiques, en outre de quelques traces d'algues rares, indéterminables. Ces couches, stériles en fossiles, se trouvent dans un bloc bien observable du mont Csucos à Szomor. Quant à la position de gisement, elles apparaissent au N du bloc de Zsámbék, c'est-à-dire au-dessus des couches à *Diplopora annulata* Schafh., de même qu'au S des couches carniennes voisines, dans le mur de celles-ci.

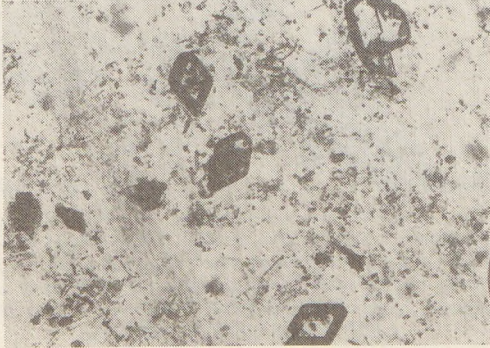
Gy. Vigh [9] mentionne une dolomie à Diplopores, de la récolte de E. Vadász, des environs du village Szár situé au SW. Cette dolomie fossilifère, à Diplopores, constituant le bloc le plus méridional de la Montagne Gerecse, se trouve dans une position stratigraphique identique à la dolomie à Diplopores de Zsámbék. En tenant compte de ces deux localités, il est probable que les couches ladinienes sont reliées suivant la direction de NE-SW, de la manière d'une chaîne. Vers l'E, s'offre une corrélation aux dolomies des Monts Csiki et le groupe de Nagyszénás.

Le membre suivant, bien distinguable du complexe dolomitique, c'est la dolomie carnienne, massive, brun clair, gris clair. Sa série bien stratifiée est observable dans les blocs richement fossilifères du mont Vörös de Somodorpuzta et du mont Góré de Gyermely.

M. Hantken [2] était le premier qui a récolté des fossiles du bloc dolomitique de mont Vörös. Ses matériaux ont été dépouillés par Gy. Vigh [6] qui y a déterminé les échantillons jeunes de *Myophoria* sp. (ex aff. *picta*?) Lep.s., *Schafhäutlia* cf. *mellingi* Ha.u., *Loxonema* sp., *Megalodus seccoi* Par., il a aussi décrit la variété *Megalodus hoernesii rotundatus* Vigh. De cette faune, il conclut qu'il s'agit de la partie inférieure de l'étage norien, tout en soulignant le caractère carnien.

Des matériaux récents, on a récolté quantité de *Schafhäutlia mellingi* Ha.u., par conséquent, bien que les échantillons soient conservés en état de moules internes, la présence de l'espèce peut être considérée comme sûre. On a trouvé une moule interne, ornementée, de *Loxonema arpádis* Kittl, décrit de la marne de Veszprém, des fragments d'os et de dent de *Placodus* sp? Ces fossiles ne sont connus en Hongrie que dans les couches raibliennes, thoriennes, ce qui confirme l'âge carnien de ces couches.

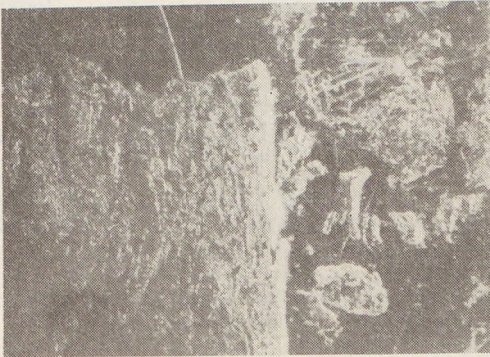
On a trouvé une faune analogue, mais en meilleur état de conservation, dans la dolomie du mont Góré. Nous avons récolté des échantillons à impression



1. Solution residue of pitchblende in hydrochloric acid. 1 : 650.



2. UCl_4 and UCl_5 crystals. 1:650



3. Artificial U_3O_8 crystal germs and aggregates. Oil immersion, 125 x.



4. Artificial crystal fragments of U_5O_8 . Oil immersion. 125 x.



Fig. 2. FeS_2 -I. generation, idiomorphic crystals in chalcopyrite. The interior of the chalcopyrite is mottled with fields and veins consisting of Cu_2S and CuS . (white: chalcopyrite, pale grey: pyrite, light grey: chalcocite-covellite, dark grey: manganocalcite. Parallel nicols, 125 x.

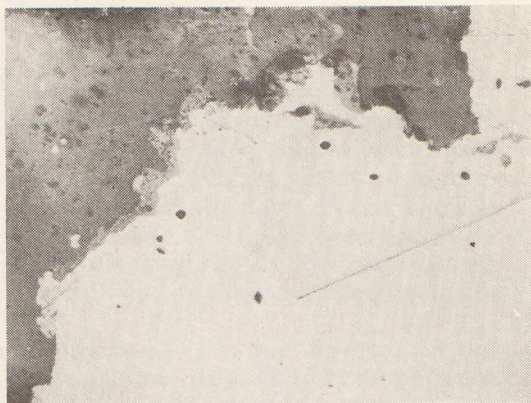


Fig. 4. Band of covellite and node of tetrahedrite on the contact of manganocalcite and chalcopyrite (white). Parallel nicols, 125 x.

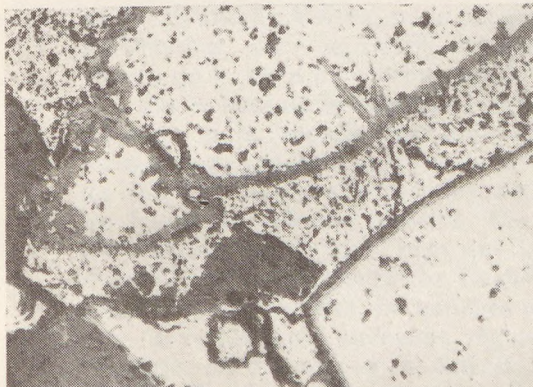


Fig. 3. Pyrite generations I and II. with chalcopyrite. On the contact of pyrite and chalcopyrite there is, a band of chalcocite and covellite. Parallel nicols, 125 x.

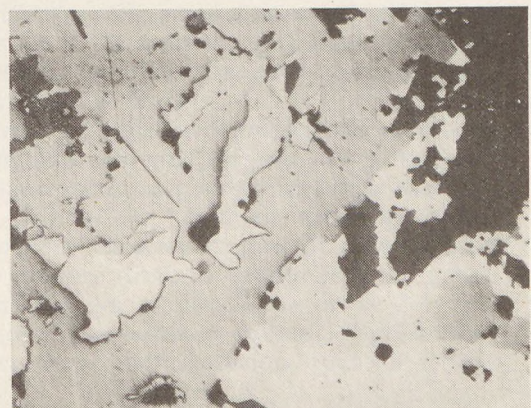
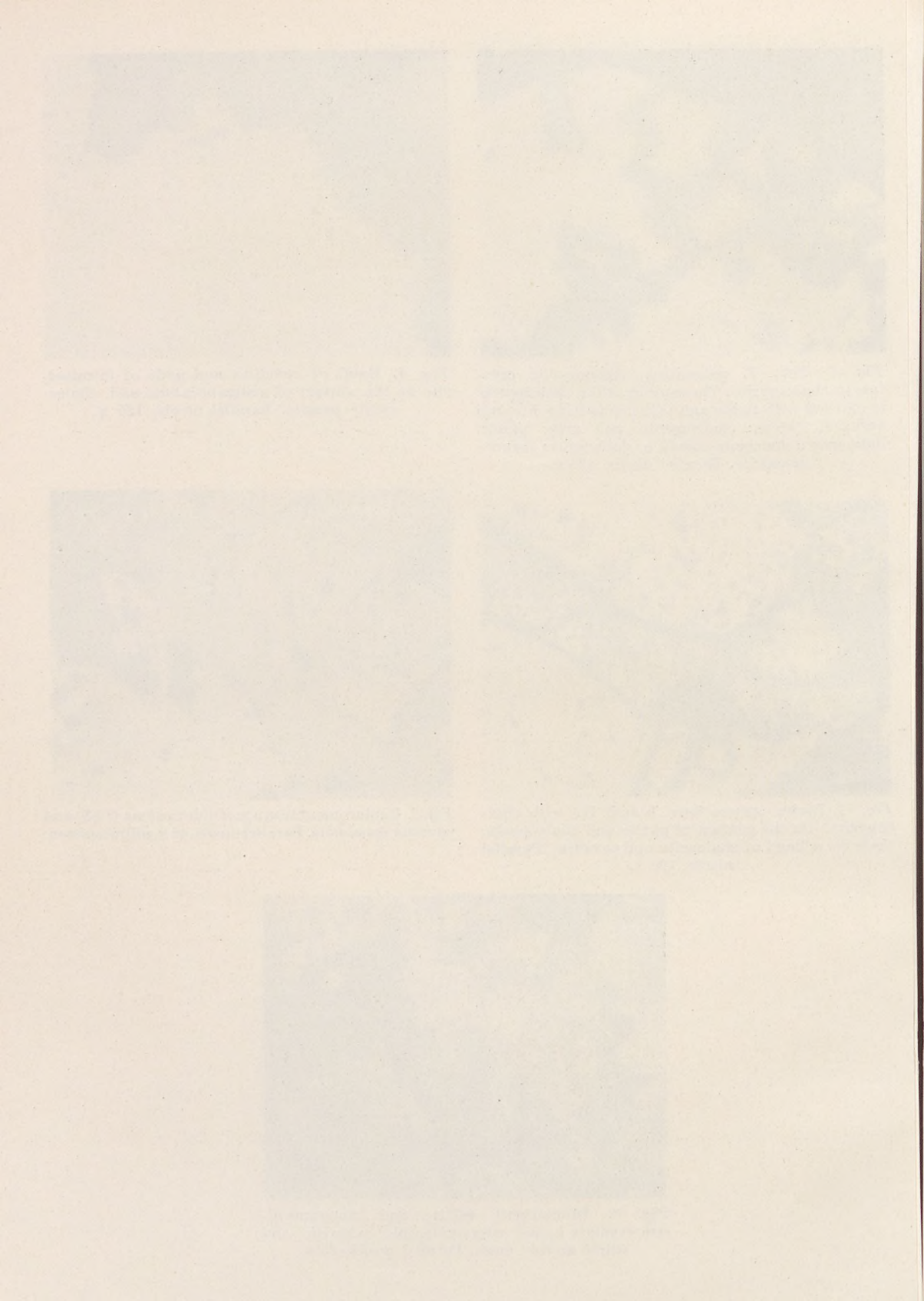


Fig. 5. Replacement texture of oldergalena (PbS) and younger sphalerite. Parallel nicols, 45x, oil immersion.



Fig. 6. Idiomorphic calcite and manganocalcite crystals in the submicroscopic ankeritic and silicic ground mass. Parallel nicols, 25 x.



de charnière de *Megalodus hoernesii rotundatus* V i g h, des moules internes et impressions fragmentaires de *Megalodus vértésensis* K u t., *Myophoria* cf. *inaequicostata* K l i p s t., *Myophoria* sp., des impressions de petits Gastéropodes. La roche du banc de dolomie blanc jaunâtre, parfois rougeâtre, renfermant les fossiles, est identique à celle de la dolomie du mont Vörös. Dans le mur de la dolomie brun clair à *Megalodus vértésensis* K u t., *M. hoernesii rotundatus* V i g h on trouve du détritit dolomitique bitumineux, peu calcaire, ce qui nous permet de supposer que le faciès raiblien de l'étagé carnién soit généralement répandu au S.

En connexion avec les formations carniennes, il y a une observation qui est importante même du point de vue de l'économie nationale, notamment la roche de mur des gîtes bauxitifères examinés de la Montagne Centrale de Transdanubie consiste en dolomie carniénne. A Iszkaszentgyörgy et Gánt, elle contient une faune nettement carniénne, dont la forme caractéristique est *Megalodus triqueter pannonicus* F r e c h. Au flanc du S du mont Goré, on trouve des lambeaux dénudés de bauxite même au voisinage de la dolomie grise, bitumineuse.

En comparant leur association faunistique à la série carniénne bien connue de la Montagne Vértés, nous rangeons les deux localités que nous venons de mentionner, dans la partie supérieure du Carnién. Les affleurements plus jeunes de la série de blocs représentent déjà le Norién.

Sur la base de la substance de roche, il est difficile de distinguer la dolomie noriénne et la dolomie carniénne. La dolomie noriénne ne présente qu'une différence par rapport à celle carniénne, notamment on y trouve des intercalations de dolomie friable, d'aspect marneux, plus foncée, finement stratifiée, parmi les bancs de dolomie massive. Ces couches caractéristiques de dolomie sont observables vers le haut, bien que leur nombre diminue graduellement, même dans la partie inférieure du Dachsteinkalk qui se développe de la dolomie. Dans le faciès calcaire, les couches minces, intercalées de dolomie représentent une caractéristique ancienne, régressive de la sédimentation, tout en reliant les séries de dolomie et de calcaire.

De la dolomie bien stratifiée de la colline Öregnyulas, nous avons récolté des *Megalodus seccoii* P a r. dont les échantillons étaient plus grandes que ceux du mont Vörös, puis des exemplaires à coquille de *Megalodus* cf. *gumbeli* F r e c h et *Dicerocardium* sp. En outre des Mégalodes, nous avons trouvé deux exemplaires de *Perna exilis* S t o p p., des moules internes de *Mysidioptera* sp. (ex aff. *ornata*) S a l o m. et, en outre des Gastéropodes, *Turritella saxorum* K o k., *Telleria* sp., *Worthenia* sp. Les fragments de *Dicerocardium* et *Perna exilis* S t o p p., connus aussi dans le Hauptdolomit prouvent que le complexe dolomitique est norién, ce qui est confirmé par la présence des fragments de Dachsteinkalk, observables au bout du bloc.

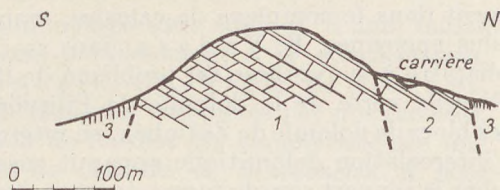


Fig. 1. Profil suivant l'inclinaison du Mont Magos à Csolnok. Légende: 1. Dolomie massive, noriénne, à intercalations de dolomie lamellaire, rayée, un peu calcaireuse, devenant plus fréquentes vers le haut. 2. Dachsteinkalk blanc, norién, à intercalations de dolomie à brèche authigène et d'argile verte, 3. Loess.

On peut bien suivre le contact des couches de dolomie et calcaire au mont Kablás et, d'une manière répétée, dans la chaîne du mont Magos et du Nagygete. Sur le profil suivant l'inclinaison du mont Magos, parmi les couches de dolomie cristalline, blanche, s'intercalent des couches de dolomie jaune, brune, peu calcareuse qui deviennent de plus en plus fréquentes vers le haut tandis que les bancs de dolomie massive cessent d'apparaître. Les couches de dolomie sont en contact avec le Dachsteinkalk à la côte E du Mont, cette dernière formation gît en concordance. On n'a pas réussi de récolter aucun fossile déterminable du mont Magos et du Nagygete, ce n'était que dans la dolomie étant en contact avec le calcaire du Nagygete qu'on a trouvé quelques coupes et impressions de Gastéropodes menus. Il est vraisemblable que le complexe de transition est vraiment pauvre en fossiles.

Des couches renfermant des bancs épais de dolomie, représentant la partie inférieur du Dachsteinkalk norien, on a pu déterminer des Mégalodes grands: *M. böckhi* Hoern., *M. complanatus* Gumb., *M. complanatus segestanus* Di Stef., *Paramegalodus mediofasciatus* Frech. La plupart des fossiles ont été trouvés dans la couche dolomitique blanc jaunâtre; du calcaire on a récolté le fragment d'un *Dicerocardium* géant.

Les couches de calcaire des monts Ór et Babál, contenant des bancs dolomitiques moins nombreux et épais que celles-là peuvent être considérées comme un complexe norien plus jeune. Aux deux localités, en outre des restes fréquents et bien conservés de *Megalodus complanatus* Gumb., *M. complanatus dudarensis* Tomor, on a trouvé *Dicerocardium curioni* Stopp. et *D. pannonicum* nov. sp. Par ces nouvelles trouvailles, nous pouvons compléter les exemplaires de *M. cf. gumbeli* Frech et *M. cf. böckhi* Frech, énumérés par Gy. Vigh en connexion avec les vignes de Babál.

Un horizon élevé, prouvé par des fossiles, est à trouver au Nagyköszikla de Dorog. Dans sa partie orientale, au-dessous des couches liasiques en gisement discordant, on peut trouver les moules internes de *Paramegalodus incisus* Frech, dans un complexe de calcaire épais de 10 à 15 m. D'après nos connaissances actuelles, bien qu'il ne diffère pas du Dachsteinkalk norien ci-dessus, en ce qui concerne sa substance de roche, sa texture et ses microfossiles, il faut le ranger dans le Rhétien, sur la base de la faune de *Paramegalodus*. Gy. Vigh [8] trace la limite entre les étages norien et rhétien par la couche d'argile verte de la carrière de l'E. Les couches d'argile verte, plus ou moins épaisses, se trouvent dans le profil triasique entier du Nagyköszikla, en séparant les bancs de calcaire. Des couches d'argile verte apparaissent non seulement dans le complexe de calcaire, mais aussi dans les couches dolomitiques plus anciennes. E. Vadász, dans sa "Géologie de la Hongrie" consacre un chapitre à la synthèse du problème de l'argile verte; il y mentionne la couche d'argile verte de la dolomie de Pilisvörösvár. On la trouve également dans les blocs de dolomie de Zsámbék, en intercalation mince. Dans le Dachsteinkalk, l'intercalation dolomitique apparaît ensemble avec les couches d'argile verte, pour la plupart sous la forme de marne calcaire dolomitique, souvent en ciment de brèche authigène.

C'était en connexion avec le problème de l'étage rhétien du Trias supérieur des environs de Dorog que s'est posée la question d'une réambulation comparative de la série triasique de Pilis, limitrophe, surtout en ce qui concerne le mode de gisement du complexe fossilifère à faciès de Koessen, mentionné

dans la littérature. Ces couches sont mentionnées comme de riches localités fossilifères pour la première fois par G. Stache [1], puis F. Schafarzik [3] décrit du mont Fekete les couches à lumachelle renfermant des *Avicula*, *Modiola*, *Ostrea*. Selon lui les couches fossilifères appartiennent à la partie inférieure du Dachsteinkalk. Ensuite, les auteurs se reportent à ces couches comme faciès de Koessen à *Avicula contorta*. Au cours de la réambulation, nous avons réussi de trouver les couches à *Avicula* dans la paroi rocheuse au-dessous du chalet-refuge du mont Fekete — qui est probablement identique

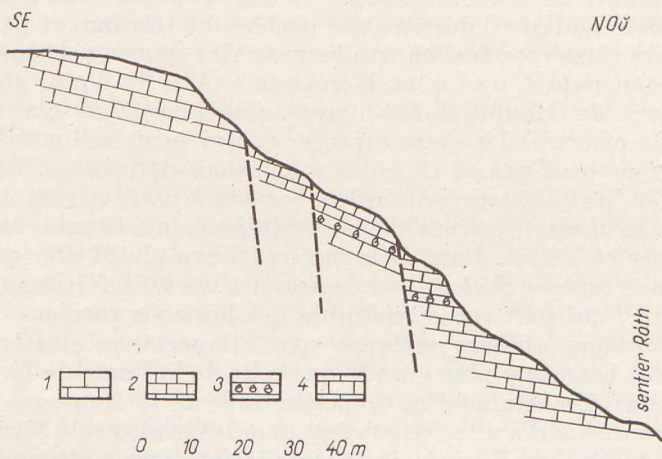


Fig. 2. Profil local du gisement des couches de lumachelle du Carnien supérieur, dans la partie de l'W du mont Fekete. Légende: 1. Calcaire à bancs, gris, à cassure lisse, 2. Calcaire à bancs minces, très bitumineux, 3. Couches à lumachelle, 4. Calcaire à bancs épais, gris clair, blanc.

à la localité de Schafarzik —, près de la route menant du chalet-refuge au col du Pilis et à deux endroits dans le ruisseau Cserepes. Dans ces affleurements, nous avons observé que les couches renfermant la faune appartiennent à la série carnienne (raiblienne) de calcaire et de dolomie bitumineux, gris foncé. Vu que les couches fossilifères apparaissent d'une manière répétée dans la dolomie et le calcaire bitumineux, une révision des fossiles nous a paru nécessaire.

Les couches gris jaunâtre, très bitumineuses sont édifiées d'une masse de coquilles de Lamellibranches, disposées parallèlement à la stratification. Les matériaux récoltés par F. Schafarzik, Gy. Vigh, E. Vadasz, conservés dans l'Institut Géologique de Hongrie, complétés par nos récoltes, donnent une faune riche. Cette collection de fossiles est caractérisée par une grande quantité d'individus des espèces de *Avicula* et *Myoconcha*. A côté de Lamellibranches, on y trouve aussi des Gastéropodes, puis quelques Ammonites de petite taille; *Avicula bittneri* Wöhrm., *A. cassiana* Bittn., *A. sturi* Bittn., *A. caudata* Stopp., *Myoconcha gregaria* Bittn., *M. recta* Broili, *Pachycardia* cf. *plieningeri* Broili, *Mysidioptera angusticostata* Broili, *Gervilleia ensis* Bittn., *Megalodus* sp. (ex. aff. *rimosus*) Hau., *Leda* sp., *Ostrea* sp., *Euomphalus* (*Phymathifer*) aff. *lineatus* Kut., *Worthenia*

contabulata Costa, *W. escheri* Stopp., *Neritopsis armata cancellata* Mü n s t., *N. armata obliqua* K u t., *Ptychostoma mojsisovicsi* K i t t l., *Coelostylina conica* M ü n s t., *Naticella sublineata* M ü n s t., *Turritella saxorum* K o k., *Chemnitzia* sp. indet., *Dieneroceras* nov. sp., *Arcestes bicornis* H a u., *Megaphyllites* sp. indet., *Paraplacites nopcsai* (K u t. nom. nud.) n. gen. n. sp.

De parmi les Lamellibranches, *Gervilleia ensis* B i t t n. est connu de l'horizon supérieur de la marne de Veszprém, en outre *Myoconcha* cf. *recta* B r o i l i des couches raibliennes de Csóvár est mentionné par E. V a d á s z [4]. La plupart des faunes de Lamellibranches et Gastéropodes sont des formes commençant dans le Ladinien, décrites des couches de Cassian, et passant au Carnien. Parmi les Gastéropodes, on trouve aussi des formes nettement noriennes. *Worthenia contabulata* C o s t a et *Worthenia escheri* S t o p p. sont des fossiles caractéristiques du Hauptdolomit norien. Cependant, on n'a trouvé qu'un exemplaire de chacune des deux espèces, ce qui peut indiquer leur première apparition, et ne peut pas en tirer des conclusions définitives. Dans le Hauptdolomit norien, où elles représentent un horizon à part, ce sont des fossiles qui s'y trouvent en masse, souvent même exclusivement, comme dans les montagnes Bakony et Vértes. Dans la faune on trouve plutôt une quantité élevée d'individus des espèces *Coelostylina conica* M ü n s t. et *Neritopsis armata cancellata* K i t t l., qui sont caractéristiques des horizons carnien ou même plus profonds. Plusieurs auteurs relèvent que l'importance stratigraphique des Ammonites est beaucoup plus grande que celle de la faune de Lamellibranches et Gastéropodes. Les Ammonites de petite taille de la Montagne Pilis, comme p. e. *Arcestes bicornis* H a u., se retrouvent dans le Carnien et le Norien du calcaire de Hallstatt, tandis que *Paraplacites nopcsai* K u t., ensemble avec *Dieneroceras* nov. sp. ne sont connus qu'à Kólafalva (Monts Bihar). Selon K u t a s s y [10, 13] le calcaire gris clair, richement fossilifère de Kólafalva appartient à l'horizon à *Tropites subbullatus* de l'étage carnien ou plutôt la faune représente une transition entre les étages norien et carnien. Le fossile conducteur norien *Rhabdoceras suessi* M o j s., récolté des couches supérieures, un peu plus claires que celles-là, de la localité fossilifère de la vallée Cserepes, confirme la transition aux couches noriennes. Dans la Montagne Pilis on n'a pas trouvé d'*Avicula contorta* — sur la base de laquelle on était d'avis que le complexe fossilifère appartenait aux couches de Koessen — ni d'autres formes rhétiennes, au moins parmi les matériaux récoltés. D'après les données disponibles, les conditions de gisement et l'aspect d'ensemble de la faune, nous rangeons les couches à *Avicula* de la Montagne Pilis à la partie supérieure du Carnien, tout en les considérant comme un complexe qui passe au Norien par continuité de sédimentation.

La couche de calcaire gris clair, à *Avicula* de petite taille (*Avicula bittneri* W ö h r m.) traversée au dessous des couches oligocènes, dans le forage Pilismarót 2 des environs de Pilisszentlélek, est aussi corrélable aux couches à *Avicula* affleurantes, elle se trouve au N de celles-ci, dans une position plus basse.

On peut s'attendre à la détermination définitive de l'extension des couches et à de nouvelles données, en résultat des recherches qui sont en cours de la part de l'Institut Géologique de Hongrie.

Les principales caractéristiques structurales du territoire découlent directement des résultats stratigraphiques, de la répartition régionale des formations de divers âges et horizons, de la succession continue par âge de ces derniers,

ou — comme dans la partie de Dorog — de leur apparition répétée suivant l'inclinaison. Les lignes structurales longitudinales de NE-SW, caractéristiques de la Montagne Vértes, sont plus effacées, par rapport aux fractures transversales, dans la région située entre les montagnes de Buda et Gerecse. Les blocs sont traversés par affaissements abrupts des fractures transversales, le long de leur trace s'allongent les formations triasiques affleurantes.

Les fractures transversales de NW-SE, caractéristiques de la partie s'étendant jusqu'à Bajna du territoire, encadrent des séries de blocs, à l'intérieur desquelles on peut suivre les membres de plus en plus jeunes vers le N. Le long des fractures transversales on peut également démontrer l'existence des déplacements horizontaux que l'on a observés sur les autres territoires de la Montagne Centrale.

Au N de Bajna, à Csolnok et Dorog, dans la région de la Montagne Pilis, la direction des fractures transversales change. Le caractère morphologique de ce phénomène fut reconnu par S c h a f a r z i k [3] qui a attiré notre attention au changement de direction du mont Pilis et du mont Fekete, au N. T. S z a l a y [14, 16] expose et analyse d'une manière détaillée le développement structural du territoire, et il établit les lignes de fracture d'E-W jusqu'au Danube. La répétition suivant l'inclinaison des couches noriennes de même que l'affleurement des couches plus profondes carniennes dans la partie du N des monts Pilis et Fekete, voisin, considéré comme le prolongement de ce territoire-là, sont les preuves de la position élevée, établie par S z a l a y. Selon le Prof. E. V a d á s z, ce changement apparent des directions de fracture se laisse ramener à des différences de la structure profonde, dans la zone danubienne. A notre avis, le socle cristallin qui définit les mouvements se situe au S, au territoire en question, par rapport à la ligne de direction connue, de NE-SW. Le voisinage du socle cristallin est aussi prouvé par les examens sur les inclusions de vulcanite, accomplis par E. L e n g y e l [15].

En résumé, on peut constater, que les formations ladinienues des parties orientales des montagnes Vértes et Gerecse se retrouvent dans la région de blocs, le long de la direction de NE-SW des couches mésozoïques. Le faciès dolomitique du Carnien est également en connexion avec le complexe analogue de la Montagne Gerecse. La dolomie et le Dachsteinkalk à intercalations dolomitiques du Norien se subdivisent d'une manière analogue à ceux de la Montagne Gerecse, sur la base de la faune de Mégalodes. La partie rhétienne, peu considérable, du Dachsteinkalk n'est observable qu'au Nagyköszikla de Dorog, la série du Fehérszirt, affleurant au N, représente aussi l'étage norien. Le territoire est un prolongement au NE de la série de la Montagne Vértes renfermant des couches triasiques inférieures et de la Montagne Gerecse représentant le Trias supérieur. Pour éclaircir les rapports avec la Montagne de Buda, il faut encore continuer les recherches. Les couches fossilifères du mont Fekete n'appartiennent pas au Rhétien, mais elles représentent la partie supérieure du Carnien. Par cette nouvelle subdivision, on peut supprimer le faciès de Koessen, isolé, étranger dans la partie du NE de la Montagne Centrale. Le caractère morphologique du territoire est déterminé par les fractures transversales. Les fractures transversales tournant dans la direction d'E-W dans la partie septentrionale, indiquent en même temps la position élevée du territoire, le long des failles. Cette différence du développement structural s'explique par le fait que la limite supposée du socle cristallin voisin s'est déplacée vers le S.

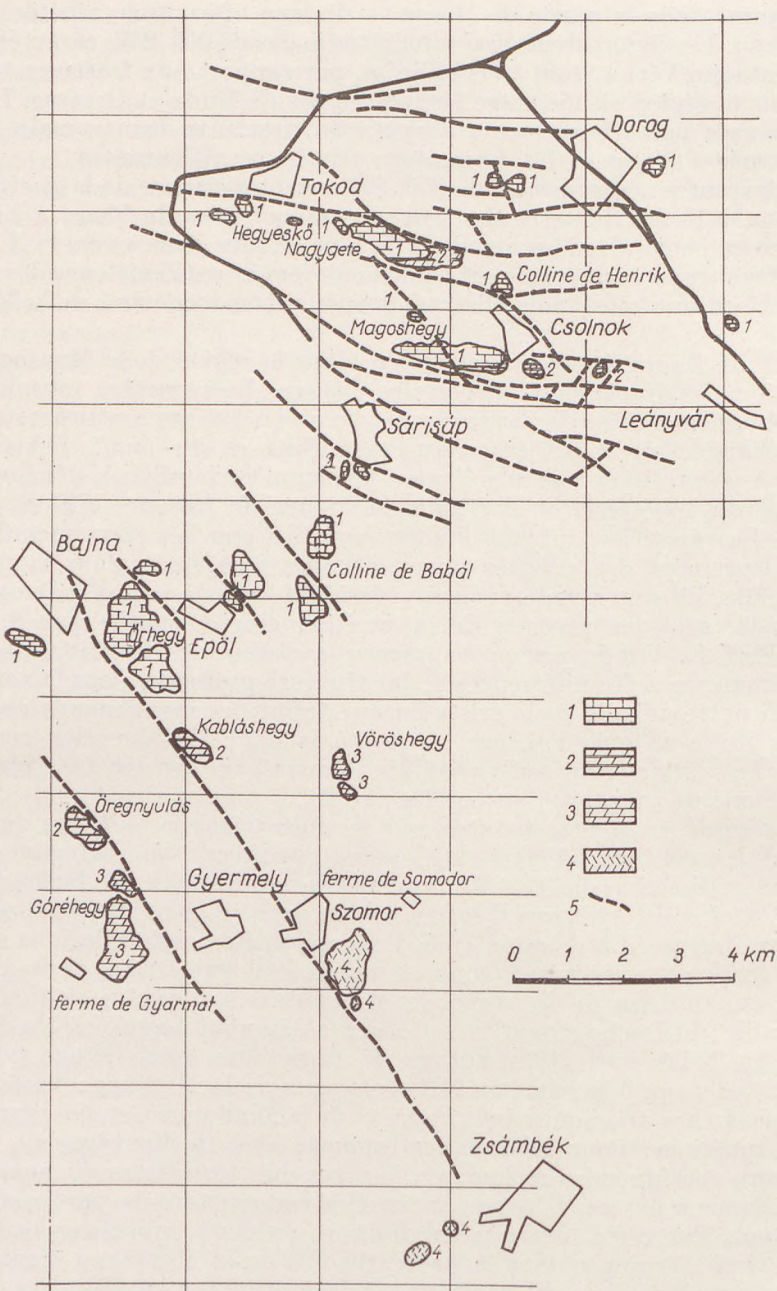


Fig. 3. Carte géologique schématique des formations triasiques affleurant dans la région de blocs située entre la Montagne de Gerecse et de Buda-Pilis. Légende: 1. Dachsteinkalk norien, à intercalations de dolomie, 2. Dolomie norienne, 3. Dolomie carnienne, brune, gris clair, 4. Dolomie ladinienne à Diplopores.

Enfin, nous présentons le complément de la description du *Megalodus complanatus dudarensis* Tomor, récolté en bon état de conservation, du Dachsteinkalk et la description d'une nouvelle espèce de *Dicerocardium*. La description de *Paraplocites nopcsai* Kut. gen. nov. sp. est aussi un complément du travail inachevé de Kutassy.

Megalodus complanatus dudarensis Tomor,

Pl. III. . . . F: 1 à 4.

Kutassy: Foss. Cat. pars 68, p. 31. Cum syn.

Vu le contour allongé, le crochet court, la situation élevée de la lunule et le renflement plat des valves, il n'y a pas de doute qu'il est identique à la variété en question.

Les échantillons récemment récoltés nous permettent de compléter la description. Vue de profil, c'est l'impression musculaire haute, devant la charnière qui est apparente; l'impression de la ligne palléale commence à la partie inférieure de celle-là et court jusqu'au bord postérieur. Cet étranglement sépare un bord plat de la valve bombée, lequel s'efface graduellement, ensemble avec l'impression palléale, vers la région postérieure. Le bord postérieur est accompagné d'une partie plat, s'élargissant vers le bas, notamment l'impression de la lamelle musculaire. On peut moins clairement observer une lamelle commençant du centre de la valve, qui tourne de beaucoup au-dessous du crochet, et se continue des deux tiers supérieurs de la lunule, sur le bord extérieure de celle-ci.

Le bord antérieur est fortement saillant, vu de face il atteint la hauteur du crochet. La ligne aiguë, droite, un peu convergente du bord postérieur délimite un scutum plat, large. Aux échantillons à coquille, la largeur du scutum est presque égale à l'épaisseur totale de la valve.

On a pu dégager l'impression des dents. Dans la valve gauche, nous avons trouvé, au centre, une dent principale, triangulaire, recourbée, s'élargissant vers l'intérieur. Les deux alvéoles dentaires, correspondant à la dent secondaire antérieure, arquée et à la dent secondaire postérieure, plate, triangulaire de la valve droite flanquent la dent principale.

Dimensions: hauteur: 73 mm, largeur: 82 mm, épaisseur: 40 mm.

Des dents immenses et de l'impression musculaire bien développée, on peut conclure à une fermeture très solide. Il est apparent que la coquille couvrant le crochet est extrêmement épaisse, chez un des échantillons plus de 3 cm. Vers la région postérieure, l'épaisseur de la coquille diminue considérablement, au plus grand bombement à 3 mm, vers les bords elle s'amincit de la manière d'une lame de couteau. Cette épaisseur inégale des valves signifie sans doute une différence de poids, dont le résultat était, à notre avis, une fixation quelconque de l'animal, vers le crochet.

Nous avons récolté les échantillons de *Megalodus complanatus dudarensis* Tomor au flanc du N du mont Babál de Epöl et dans le Dachsteinkalk à intercalations dolomitiques du mont Ór de Bajna, de l'association de *M. complanatus* Güm b., *Dicerocardium curioni* Stopp., *D. pannonicum* nov. sp.

L'holotype a été également récolté dans le Dachsteinkalk, ensemble avec les formes de *Megalodus complanatus* Güm b., *M. kutassyi* Tomor, considérées comme noriennes [19] et de *M. complanatus italicus* Kut., *M. complanatus segestanus* DiStef., considérées comme rhétiennes. Il est bien probable,

que le complexe de Dachsteinkalk de la localité de Dudar, gisant sur le Hauptdolomit voisin est aussi norien.

Genus: *Dicerocardium* Stopp. 1865.

Dicerocardium pannonicum nov. sp.

Pl. IV. F: 1 à 7

Derivatio nominis: de la localité hongroise.

Holotypus: Dans l'Institut Géologique de l'Université de Budapest.

Locus typicus: Epöl, Mont Babál, Montagne Gerecse.

Stratum typicum: étage norien.

Diagnosis: La carène du crochet, formant un angle aigu avec le bord postérieur, court droitement. Bord antérieur peu saillante.

La face dorsale de la valve et le bord antérieur du crochet forment un angle de 50° environ. Le bord droit atteint la face postérieure, un peu courbée, au bout du bord cardinal, à la moitié de la hauteur. Il est caractérisé par une lunule profonde, à paroi raide. Chez les membres du genre *Dicerocardium* on peut observer que le canal du côté intérieur du crochet est peu développé.

Sur la moule interne, le scutum peu développé sur la surface large, plate de la face postérieure est marqué par un canal qui s'élargit vers le bas.

D'après l'impression fragmentaire de la charnière, on peut supposer une dent, presque parallèle au bord cardinal, dans la valve gauche.

Dimensions de la moule interne: hauteur: 53, largeur: 34, épaisseur: 50 mm.

Notre forme est voisine du *Dicerocardium dolomiticum marianü* Frech. elle en diffère par ses proportions et par la carène antérieure, droite du crochet, Frech lui-même considère la variété décrite, comme une espèce nouvelle [5], en la rangeant entre les espèces *Dicerocardium dolomiticum* Lor. et *D. jani* Stopp., où l'on peut mettre même la nouvelle espèce.

En outre de la moule interne, bien conservée, on a aussi récolté une valve droite à coquille. Sur cet échantillon, le bombement vers le crochet de la face postérieure est plus apparent, l'amincissement des carènes est plus accentué. Une formation alaire, faisant le tour sur le bord postérieur, plus de 1 cm de largeur aux parties conservées, indique un caractère d'adaptation au milieu de la vase calcaire lâche.

Les deux échantillons ont été récoltés du Dachsteinkalk, alternant avec des couches de dolomie du Norien du mont Babál à Epöl, d'une association faunistique à *Megalodus complanatus* Gumb., *M. complanatus dudarensis* Tomor. Un échantillon, identifiable à la nouvelle espèce, a été récolté du Dachsteinkalk du mont Pilis (Simonhalála).

Fam.: *Pinacoceratidae* Møjs. 1879.

Paraplacites nov. gen. (= *Paraplacites* nov. gen. Kut. 1928. nom. nud.)

Genotypus: *Paraplacites nopcsai* nov. sp.

Derivatio nominis: semblable à *Placites*.

Diagnosis: ombilic large.

Sa coquille sans ornementation, à coupe transversale haute, sa face extérieure arrondie de même que sa suture portent les caractéristiques des *Placites*. Il en diffère par son ombilic large. Kummel (Treatise on Invertebrate Palaeontology 1957, p. 184) mentionne le genre *Paraplacites* comme un sy-

nonyme du genre *Placites*. Autant que nous sachions, la faune d'Ammonites de Kólafalva ne fut pas révisée, pas même partiellement, après le travail inachevé de K u t a s s y. Par conséquent, il est bien probable que lors de ce rangement on s'est servi de la liste de faune établie en 1928. par K u t a s s y [10], où *Paraplacites nopcsai* nov. gen. nov. sp. figure avec plusieurs nouvelles espèces de *Placites*.

Paraplacites nopcsai nov. sp. (= *Paraplacites nopcsai* nov. sp. K u t. 1928. nom. nud.)

Pl. V. F: 1 à 6.

Derivatio nominis: en l'honneur du géologue hongrois F. N o p c s a (K u t.).

Holotypus: dans l'Institut Géologique de Hongrie. T. 1766.

Paratypoides: là-même.

Locus typicus: Kólafalva, Montagne Bihor, Roumanie.

Stratum typicum: Carnien supérieur (horizon à Tropites subbulatus ?)

Diagnosis: v. le genre.

Coquille à ombilic large, avec des tours qui grandissent rapidement. Sur la face extérieure s'allonge une carène mousse. Les côtés, presque parallèles, sont planes. Largeur maximum des tours au bord extérieur. Le bord ombilicair du dernier tour est aiguisé, la paroi de l'ombilic est raide, celle des tours intérieurs arrondie. Chaque tour intérieur couvre 3/4 du précédent, vers l'extérieur encore davantage: le dernier demi-tour couvrant complètement le précédent. Bien qu'à Kólafalva on n'ait récolté que des échantillons à coquille, nous n'avons pu examiner la suture d'une manière détaillée, parce que le remplissage était cristallisé. On peut observer la lobe extérieure, large, suivie de la première lobe latérale, haute, étroite, courbée en dehors, asymétrique. La seconde lobe latérale est plus grande que la première, elle se rétrécit vers la partie postérieure. La troisième est encore distinguable des lobes obilicaires, nombreuses, qui se trouvent le long d'une ligne forte, dirigée en arrière. Les échantillons de Kólafalva sont un peu comprimés, le type le moins. Dimensions:

Diamètre:	Hauteur du tour:	Largeur:	Largeur de l'ombilic:
15,7	7,6	3,3	4 mm
11,2	5	2,5	3,5
10,5	4,5	2,4	3,4

Les échantillons récoltés dans la Montagne Pilis sont plus petits que celui de Kólafalva, et bien qu'ils se trouvent dans un meilleur état de conservation, on ne peut pas les soumettre à un examen approfondi, à cause de leurs dimensions menues.

Genus: *Dieneroceras* K u m m e l 1952.

Dieneroceras nov. sp.

Pl. V. F: 7 à 9.

Holotypus: dans l'Institut Géologique de l'Université de Budapest.

Paratypoides: là-même.

Locus typicus: mont Fekete, Montagne Pilis.

Stratum typicum: Carnien supérieur.

Diagnosis: Forme évolutive, à ombilic très large. Les tours sont comprimés, ceux intérieurs sont moins aplatis. La partie ventrale montre un bombement plat et coupe la partie latérale dans une arête mousse. Le tour est le plus large au bord ombiliculaire. Le bord ombiliculaire est arrondi en arc large. La surface de la coquille est lisse, sans ornementation.

La suture est simple. La lobe extérieure large est coupée en deux par une selle syphonale courte, étroite. La première lobe latérale est haute et large, la deuxième étant déjà très petite et basse. On n'y observe aucune division. Dimensions :

Diamètre:	Hauteur du tour:	Largeur:	Largeur de l'ombilic:
6	2	1,7	2,7 mm
4,1	1,2	1,5	2
5,5	2	1,8	2,3

BIBLIOGRAPHIE:

1. St a c h e G.: Die geologischen Verh. der Umgebungen von Waitzen. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* 1866.
2. H a n t k e n M.: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. (Conditions géologiques du Territoire lignitifère de Esztergom) *Földt. Int. Évk. I.* 1871.
3. S c h a f a r z i k F.: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilishegységben eszközölt részletes felvételről. (Compte rendu du levé détaillé de la Montagne Pilis, en 1883.) *Földt. Int. Évi Jel.* 1883.
4. V a d á s z E.: A Dunabalszántói idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. (Conditions géologiques et paléontologiques des blocs anciens de la rive gauche du Danube) *Földt. Int. Évk. XVIII.* 1910.
5. F r e c h F.: Új kagylók és brachiopodák a bakonyi triászról. *A Balaton tud. tanulm. eredményei II.* (Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Resultate d. wiss. Erforschung des Balatonsees.) I. L. Th. 2.
6. V i g h G y.: Adatok az esztergomvidéki triász ismeretéhez. (Contribution à la connaissance du Trias des environs de Esztergom). *Földt. Közl.* 44. 1914.
7. R o z l o z s n i k P. - S c h r é t e r Z. - T e l e g d i R o t h K.: Az Esztergom vidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. (Conditions de géologie des mines du Territoire lignitifère de Esztergom) *Földt. Int. Kiadv.* 1922.
8. V i g h G y.: Földtani jegyzetek a Gerecsehegységből. (Notes géologiques de la Montagne Gerecse) *Földt. Int. Évi Jel.* 1920 - 23 évről. 1925.
9. V i g h G y.: Adatok a Budai- és Gerecsehegységi triász ismeretéhez. (Contribution à la connaissance du Trias des montagnes de Buda et Gerecse) *Földt. Közl.* 57. 1927.
10. K u t a s s y E.: Die Ausbildung der Trias im Moma-Gebirge. *Zentralblatt f. Min. Geol. u. Pal. Abt. B.* 1928.
11. V i g h G y.: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismeretéhez. (Contribution à la connaissance du Trias supérieur de la Montagne Centrale de Transdanubie) *Koh. Lapok* 1933.
12. T o m o r T h i r r i n g J.: A Bakonyi dudar oszlopi „Sűrű” hegyecsoportjának földtani és őslénytani viszonyai. (Conditions géologiques et paléontologiques des monts „Sűrű”) *Földtani szemle*, Budapest, 1934.
13. K u t a s s y E.: Triász kori faunák a Bihar hegységből. (Faunes triasiques de la Montagne Bihar. I. Gastéropodes) *Geol. Hung. ser. Pal. fasc. 13.* 1937.
14. S z a l a y T.: Adatok a Dunántúli hegyszerkezetéhez. (Tectonique de la Transdanubie). *Bány. Lapok* 84. 1951.

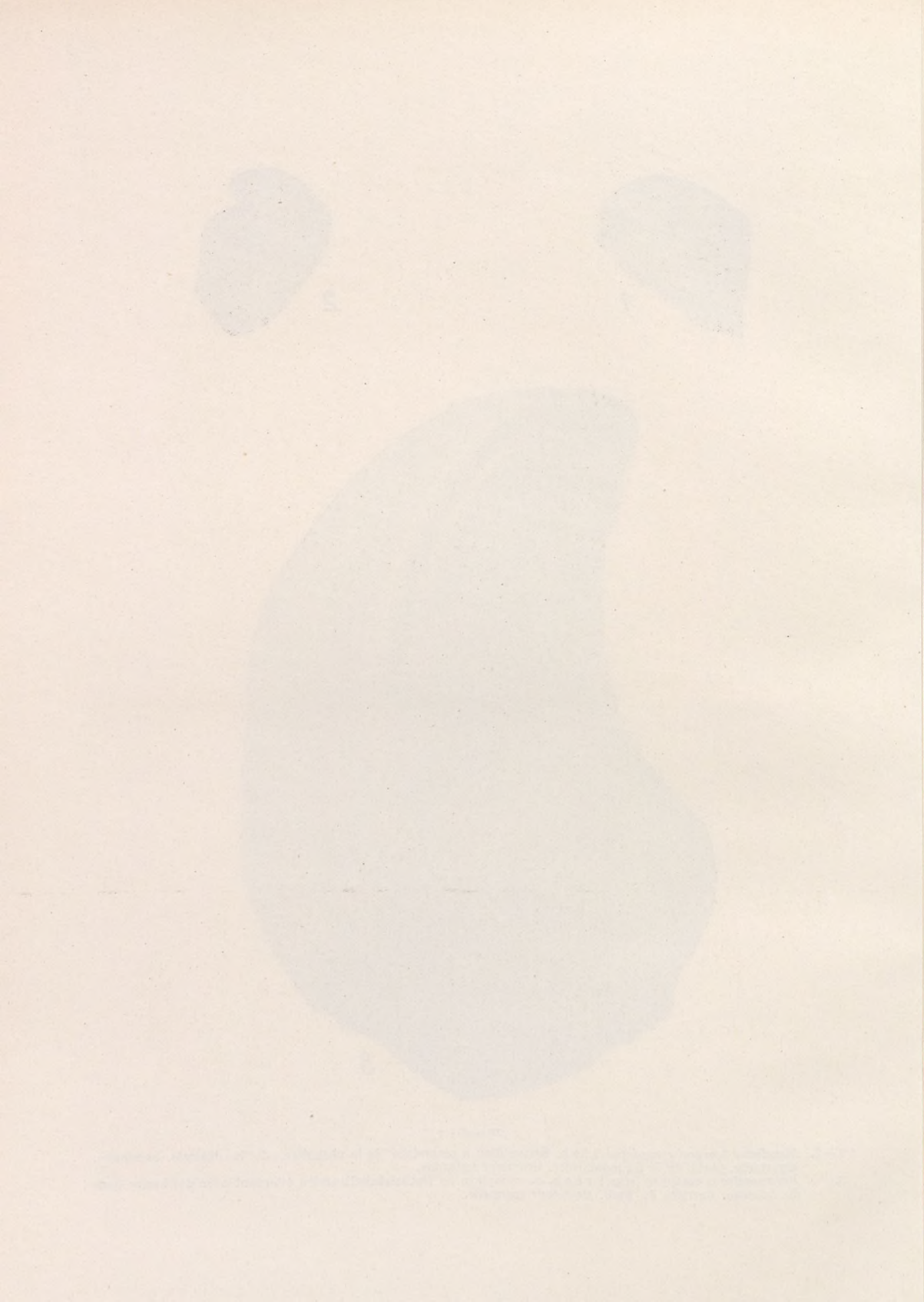
15. L e n g y e l E.: Dunazughegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. (Inclusions des andésites de la Montagne Danuzug) *Földt. Közl.* **81**, 1951.
16. S z a l a y T.: Vázlat Dorog vidékének a Szentendre-Visegrád-i hegység és Nagymaros környékének földtani fejlődéstörténetéhez. (Esquisse de l'évolution géologique des environs de Dorog, de la Montagne de Szentendre et de Nagymaros) *Bány. Lapok* 1953.
17. K u m m e l B.: in. R. C. M o o r e: Treatise on Invertebrate Paleontology, *Geol. Soc. of Am. and Univ. of Kansas Press*, 1957.
18. V a d á s z E.: Magyarország földtana. (Géologie de la Hongrie) *Budapest*, 1960.
19. V é g h n é, N e u b r a n d t E.: A Gerecse-hegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. (Petrologische Untersuchung der Obertrias-Bildungen des Gerecsegebirges in Ungarn.) *Geol. Hung., ser. geol.* **12**, 1960.

Faint, illegible text covering the majority of the page, likely bleed-through from the reverse side of the document.



Planche I.

- 1-2. *Megalodus hoernesii rotundatus* Vigh. Échantillon à empreinte de la charnière, de la dolomie carnienne. Gyermely, partie du N du mont Góré. Grandeur naturelle.
- 3. *Paramegalodus mediosciatus* Frech, du complexe de Dachsteinkalk norien alternant avec des bancs épais de dolomie. Carrière de Epöl. Grandeur naturelle.



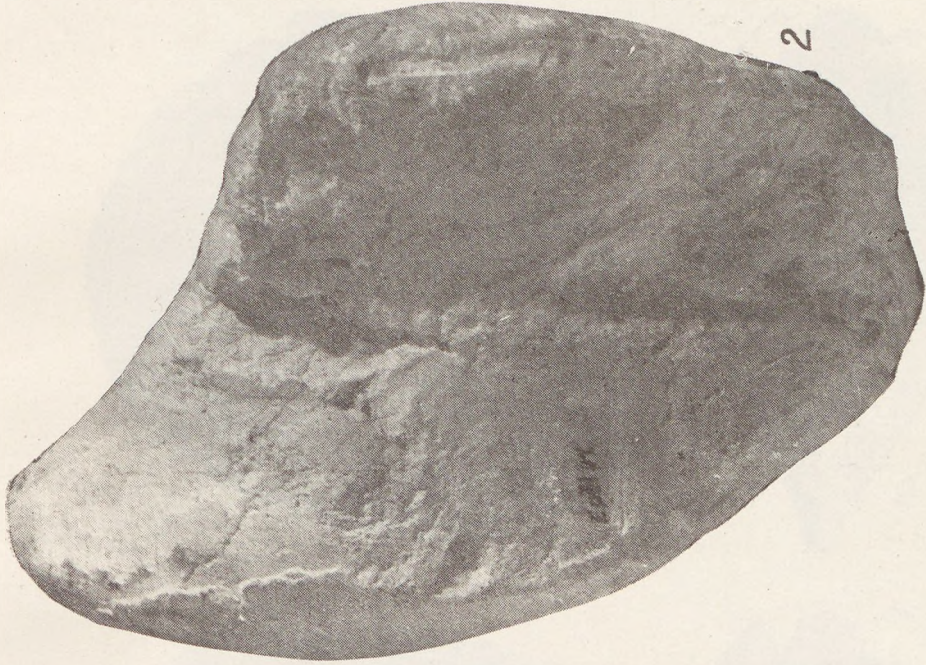
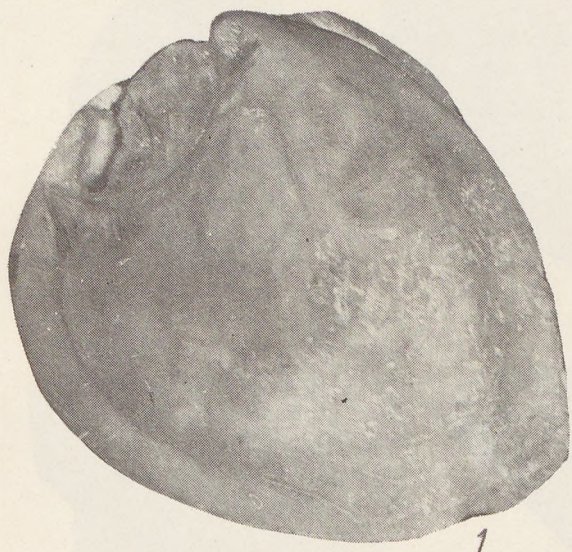


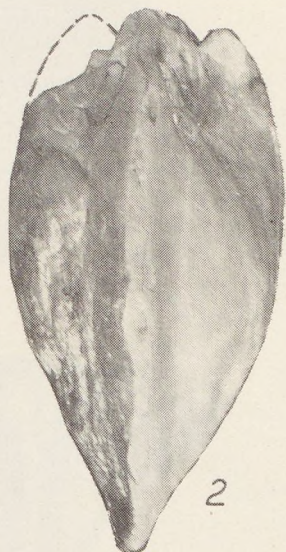
Planche II.

1-2. *Paramegadolus mediofasciatus* F r e c h, du complexe de Dachsteinkalk norien alternant avec des bancs épais de dolomie. Carrière de Epöl. Grandeur naturelle.

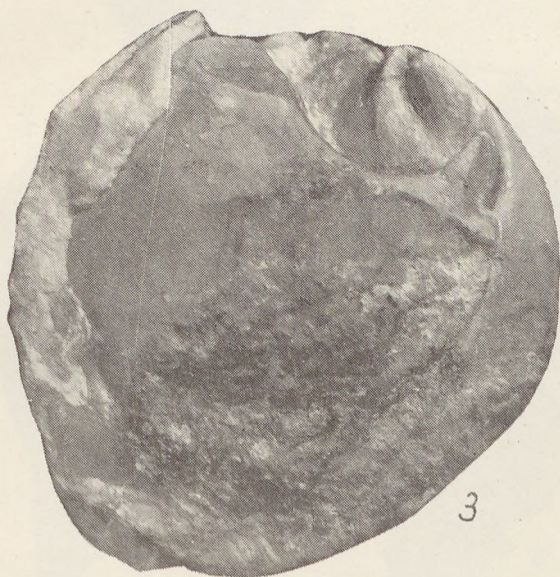




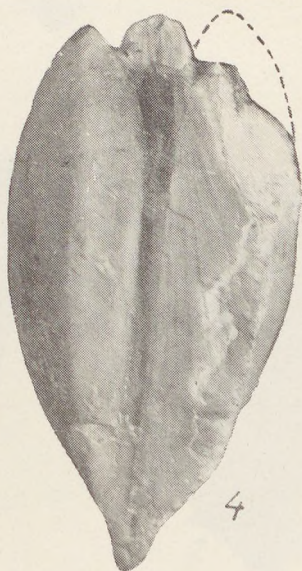
1



2



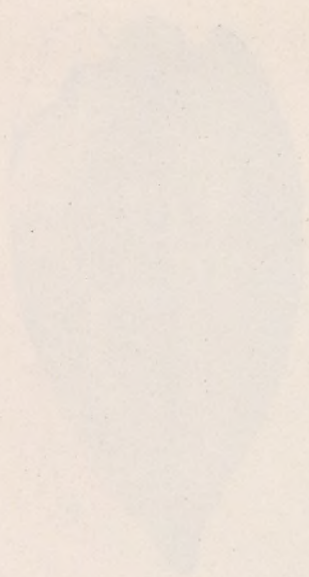
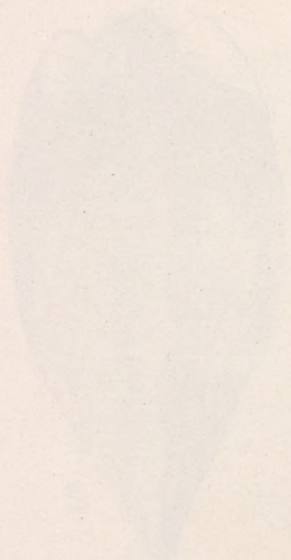
3



4

Planche III.

1-4. *Megalodus complanatus dudarensis* T o m o r. Échantillon à coquille et impression de charnière du Dachsteinkalk norien du mont Babál à Epöl. Grandeur naturelle.



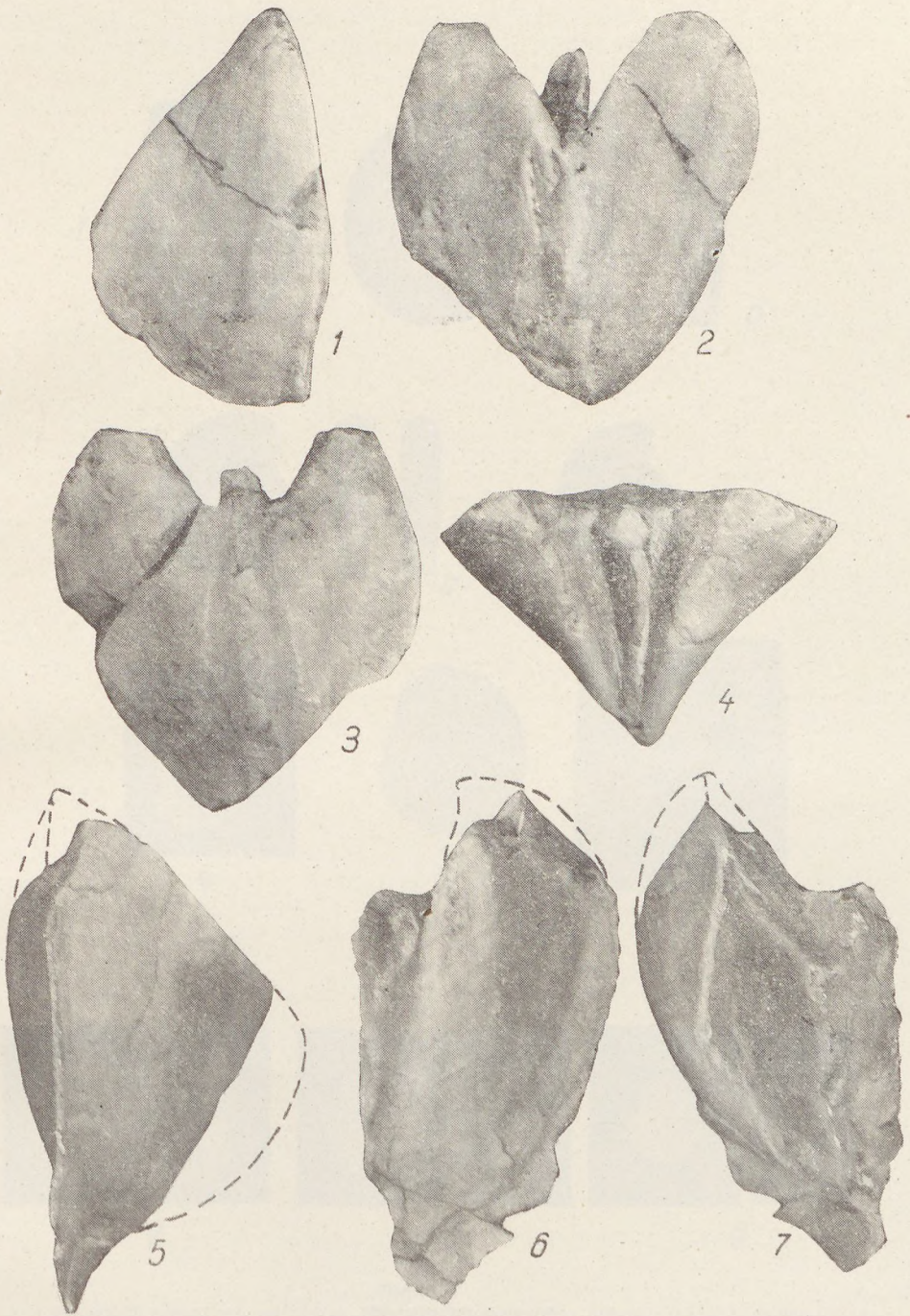
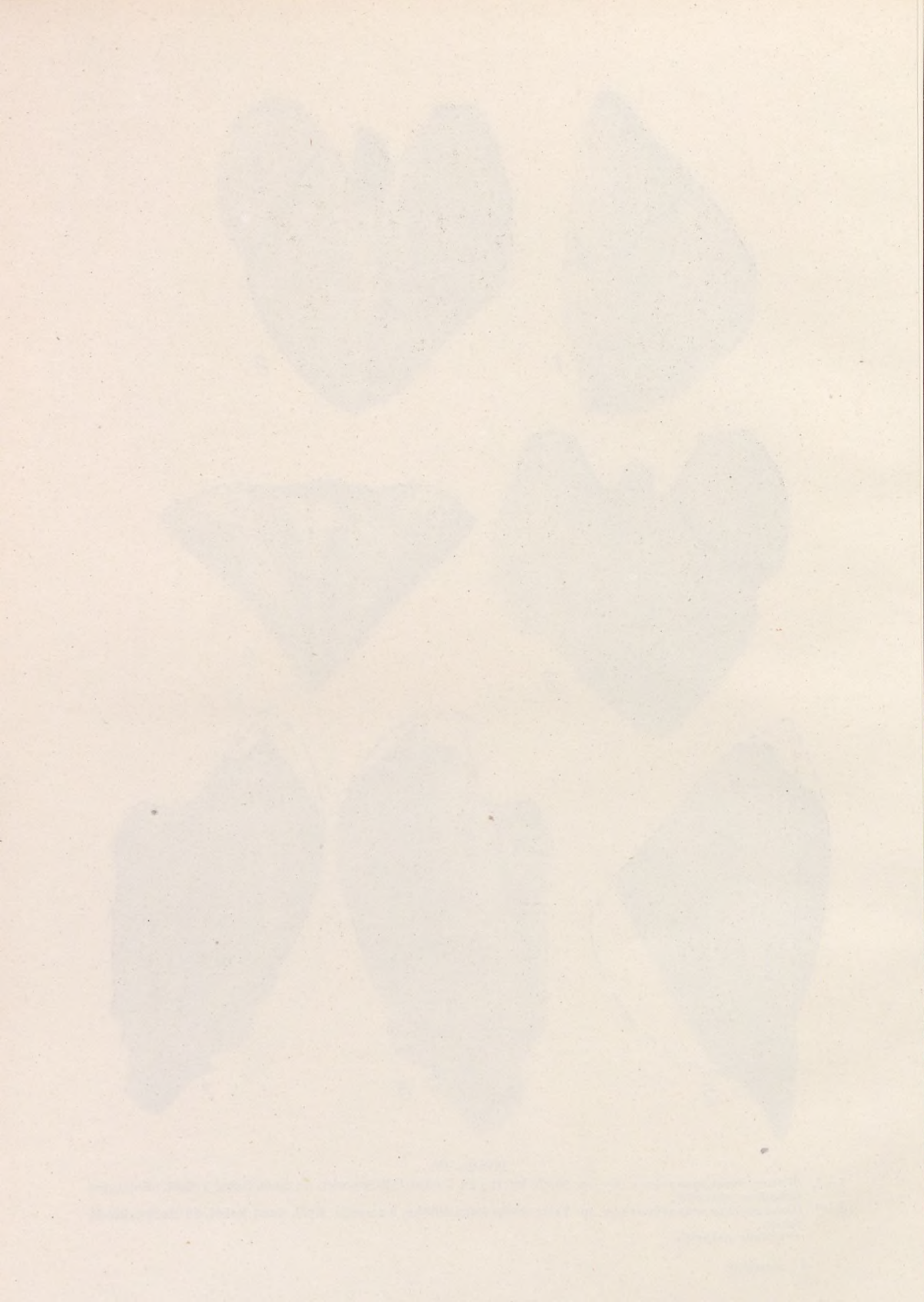


Planche IV.

- 1-4. *Diceroocardium panonicum* nov. sp. Moule interne du Dachsteinkalk norien du mont Babál à Epöl. (Holotype)
 Grandeur naturelle.
- 5-7. *Diceroocardium panonicum* nov. sp. Valve droite fragmentaire, à coquille. Epöl, mont Babál, du Dachsteinkalk norien.
 Grandeur naturelle.



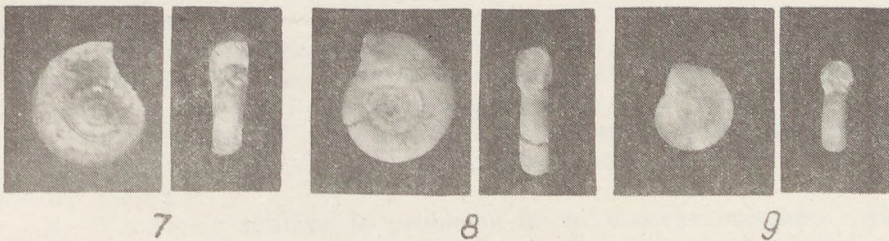
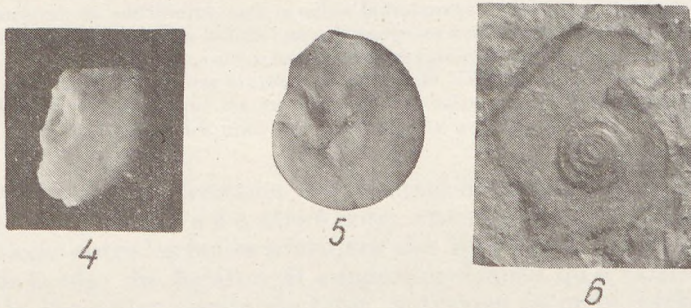
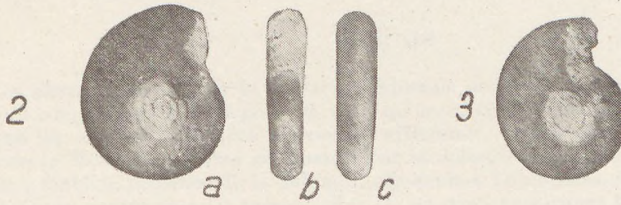
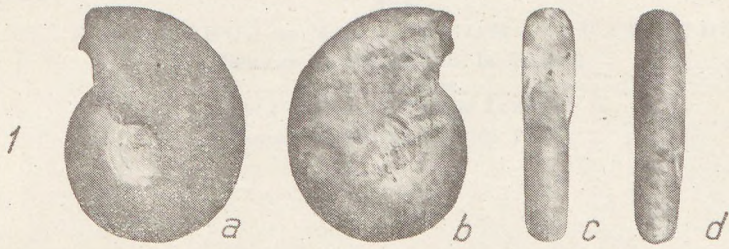
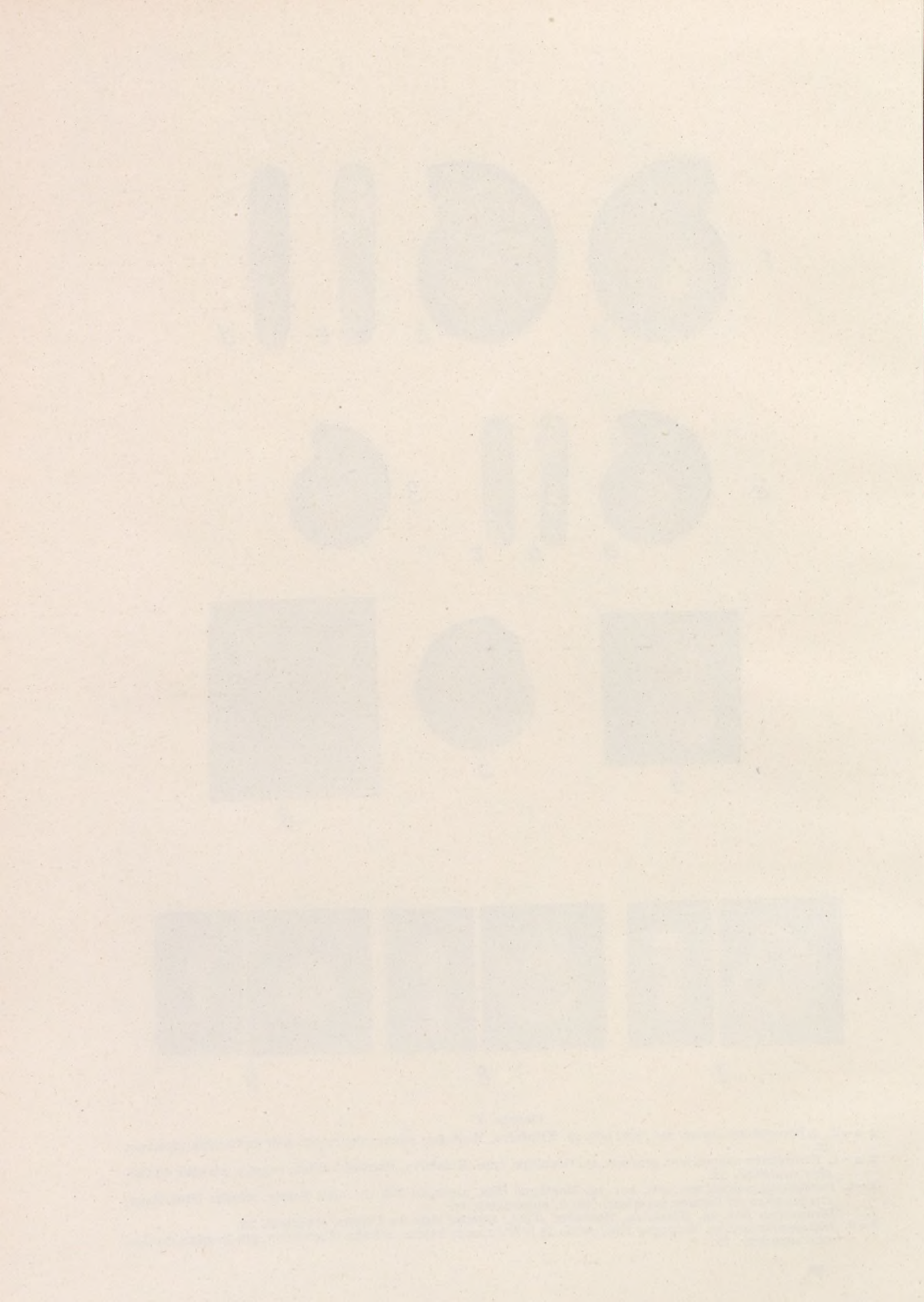


Planche V

- 1 a-d, 3. *Paraplacites nopsai* nov. gen. nov. sp. Kófalalva, Montagne Bihor, calcaire gris clair du Carnien supérieur. 2x.
 2 a-c. *Paraplacites nopsai* nov. gen. nov. sp. Genotype, type. Kófalalva, Montagne Bihor, calcaire gris clair du Carnien supérieur. 2x.
 4-6. *Paraplacites nopsai* nov. gen. nov. sp. Montagne Pilis, partie du NW du mont Fekete, calcaire bitumineux, gris jaunâtre du Carnien supérieur. (No 6: empreinte). 3x.
 7. *Dieneroceras* nov. sp. Kófalalva, Montagne Bihor, calcaire clair du Carnien supérieur. 3x.
 8-9. *Dieneroceras* nov. sp. Montagne Pilis, partie du NW du mont Fekete, calcaire bitumineux, gris jaunâtre du Carnien supérieur. 3x.



CONNEXIONS STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES ENTRE LE TRIAS DE LA MONTAGNE VÉRTES ET CELUI DE LA MONTAGNE BAKONY

Par

J. ORAVECZ et Mme E. VÉGH-NEUBRANDT

Institut de Géologie de la Faculté
des Sciences

de l'Université Eötvös Loránd.

(Manuscrit reçu le 25 août 1961.)

RÉSUMÉ

1° Les séries triasiques de la partie méridionale de la Montagne Vértes et du territoire de Iszka sont complètement analogues. Il n'y a qu'une différence, notamment sur le territoire de Iszka, même les couches triasiques inférieures affleurent, tandis que la série du soubassement superficiel de la Montagne Vértes commence par la dolomie ladinienne à Diplopores.

2° On a établi la présence de la dolomie ladinienne à Diplopores dans la Montagne Bakony, ce qui n'était pas connu jusqu'à présent. Par là, on a pu supprimer la différence faciologique, en apparence fondamentale, entre les deux territoires, selon laquelle c'eut été le Hauptdolomit qui se soit superposé, en continuité, aux couches ladinienne inférieures. Cependant, cet élargissement du domaine de la dolomie ladinienne à Diplopores soulève un nouveau problème, notamment celui du rapport dans l'espace entre les faciès de dolomie et de calcaire marneux du Ladinien.

3° On a déterminé l'allure des unités tectoniques de NE-SW produites au cours des mouvements d'empilement de même que les mesures du morcellement de celles-là le long des failles de NW-SE et du déplacement des unes par rapport aux autres.

En connexion avec l'examen des formations triasiques de la Montagne Vértes, M. le Prof. V a d á s z a attiré notre attention au fait qu'il existait une certaine analogie entre les faciès triasiques des Montagnes Vértes et Bakony — Haut pays de la côte du Balaton. Il suppose également qu'il existe une prolongement de la ligne structurale de Litér, à travers le mont Iszka jusqu'au territoire de la Montagne Vértes. C'étaient nos points de départ quand nous nous sommes mis à l'étude comparative, stratigraphique et structurale, des parties du soubassement de la Montagne Bakony-Haut pays de la côte du Balaton et de la Montagne Vértes.

En outre des données d'autrefois de L. L ó c z y p è r e, cette question n'est mentionnée que par E. V a d á s z [4, pp. 83 et 452]. Dans sa synthèse E. V a d á s z s'est servi des données y relatives de S. V i t á l i s [5]. Sur la carte hors-texte du Vol. 46 des Annales de l'Institut Géologique de Hongrie [1], le territoire de Iszkaszentgyörgy est représenté conformément à la conception de L ó c z y.

E. V a d á s z soulève le problème de la manière suivante: „La série mésozoïque de la Montagne Vértes, où les couches jurassiques présentent plus de lacunes, réunit les faciès de Balaton et de Bakony, sans qu'on y puisse établir aucun contact tectonique. Le plus ancien membre affleurant de la série triasique de faciès de Balaton, notamment le calcaire marneux gris, à silex et la dolomie

à Diplopores des étages ladinien et carnien des environs de Csákberény et Gánt, sont en contact le long d'une fracture avec le Hauptdolomit norien qui constitue la plupart de la montagne. Peut-être cette fracture est-elle la continuation de la ligne de chevauchement de Litér, du contact des membres werfeniens de Iszkaszentgyögy et de la dolomie „de Megyehegy” avec le Hauptdolomit de ce territoire. Cependant, ce chevauchement se présente sur le mont Baglyashegy de Iszkaszentgyögy et encore plus nettement dans la Montagne Vértes seulement sur des plans raides de fracture, par empilement.

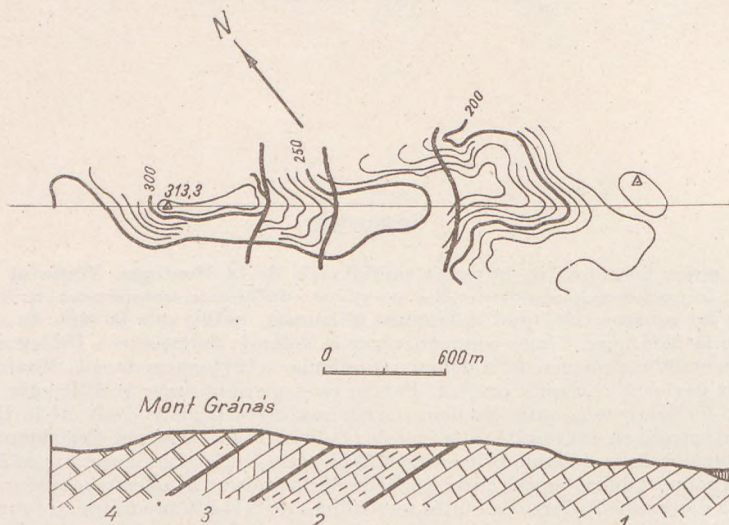


Fig. 1. Profil par le mont Gránás. 1. Dolomie ladinienne à Diplopores. 2. Calcaire marneux carnien, dolomie marneuse, marne à silex, 3. Dolomie brune claire carnienne à Megalodus, 4. Dolomie blanche carnienne sans fossiles.

Les membres plus anciens du Trias ont été constatés par des forages profonds dans l'avant-pays de SE de la Montagne Vértes. Il est probable que, semblablement à la chaîne de granit et schiste métamorphique de la Montagne de Velence, on y puisse trouver un mode de gisement analogue au contact du bord du Balaton, c'est-à-dire une adhérence en discordance. Les traces de la présence du Permien ont été démontrées par B. Jantsky, au bord de la Montagne de Velence, dans quelques conglomérats superficiels. Vers la Montagne de Buda, les parties plus basses du Trias sont cisailées, et les membres carnien-norien correspondant au mont Gellért s'écaillent vers le S, à la rive gauche du Danube, probablement sur des membres triasiques anciens, semblables, au fond du bord du bassin de la Grande Plaine Hongroise."

„Dans l'avant-pays du S de la Montagne Vértes, dans le forage des environs de Csákvár, on a constaté la présence des couches de grès argileux-schisteux, rouge werfenien inférieur, au-dessous des sédiments de bassin miocènes, à 456 m de profondeur. À l'E, au S de Bieske, immédiatement au-dessous des couches pannoniennes, les couches probablement campiliennes moyennes du complexe werfenien ont déjà été traversées à 87 m de profondeur, puis à 174 m on a atteint le grès argileux, rouge éventuellement séisien. Au S de cette région,

au bord du N de la Montagne de Velence, nous avons trouvé les vestiges du conglomérat permien. Par conséquent il est probable que dans l'avant - pays du S de la Montagne Vértes on trouve une série triasique semblable à celle du Haut pays de la côte du Balaton, ce qui prouve en même temps l'identité des faciès triasiques des montagnes Vértes et Bakony."

En connexion avec cette position des problèmes, nos tâches se groupent autour des questions principales suivantes :

1°. En quoi les faciès des séries triasiques des parties voisines du Bakony-Haut pays de la côte du Balaton et de la Montagne Vértes sont-ils identiques et en quoi faut-il modifier la conception de L ó c z y ? Peut - on suivre en direction les diverses formations sur les territoires de transition entre les deux montagnes, et quelles sont les horizons stratigraphiques où cette connexion est démontrable ?

2°. Quel est le caractère structural des deux territoires ? Y a-t-il un rapport structural entre eux ?

1. Comparaison stratigraphique et faciologique entre les profils triasiques de la partie de S de la Montagne Vértes et du Mont Iszka.

Ce problème est d'autant plus important que les faciès du Triasique moyen du Bakony et des membres du NE de la Montagne Centrale sont très différents. Jusqu'ici on ne connaît aucun rapport indiquant une transition entre les deux faciès. Cette différence ne s'explique pas par l'affaissement du fossé de Mór qui les sépare.

Au cours des examens géologiques exécutés dans la partie méridionale de la Montagne Vértes, on a constaté que le complexe, considéré jusqu'à présent comme Hauptdolomit homogène (abstraction faite de quelques taches de marne carnienne), représentait une série stratigraphique continue à partir du Ladinien jusqu'au Norien, et elle était bien subdivisible (Fig. 1, 4.). On peut suivre les formations de chaque étage le long de la direction de la montagne, sans interruption. A la surface, on ne connaît pas de formation triasique inférieure. Cependant, dans quelques forages profonds (Tabajd, Csákvár) on a même trouvé les couches werfeniennes (Fig. 5.). Le plus jeune membre affleurant, c'est la dolomie blanche, à Diplopores du Ladinien. De cette dernière se développe par une transition graduelle le complexe richement fossilifère, dolomitique-calcaire-marneux-bitumineux, par endroit à silex, de l'étage carnien. Au-dessus de celui-là, on trouve la dolomie brun clair contenant les moules internes de *Megalodus carinthiacus* H a u e r, *Megalodus triqueter pannonicus* F r e c h, *Megalodus hoernesii* F r e c h. A cela se superpose la dolomie cristalline, blanche, peu fossilifère, avec quelques restes de Gastéropodes. La dolomie supérieure, blanche est recouverte du Hauptdolomit proprement dit, bien puissant, caractérisé par une faune riche, comme celle de Csákányapuszta. Enfin, dans la partie du NW de la montagne, on peut aussi trouver les taches du Dachsteinkalk qui représente la partie inférieure du Norien ou, peut-être, du Rhétien. Cette série affleure sans lacune dans la partie du SW de la montagne, et on peut la suivre en direction jusqu'au bord du fossé de Mór. Au bord de l'W du fossé de Mór, ce sont les chaînes des monts Iszka-Baglyas-Szeg-Vaskapu qui s'élèvent, en formant l'unité la plus orientale de la Montagne Bakony. La géologie du Triasique de ce territoire est mise au point par le profil et la description de L. L ó c z y, en ce qui concerne les environs du mont Iszka [3, pp. 60—61].

Sur le profil du mont Iszka levé par L. Lóczy (fig. 2.), la série stratigraphique est complète à partir de l'étage campilien du Trias inférieur jusqu'au „calcaire coquillier alpin”, au-dessus duquel gît, selon cet auteur, le Hauptdolomit. Vu que l'occurrence la plus profonde du Hauptdolomit, en lithofaciés, est connue dans la partie supérieure de l'étage carnien et Lóczy le marque déjà au-dessus du Ladinien inférieure, la question se pose de savoir comment Lóczy a interprété son profil; notamment s'il a supposé que la formation du Hauptdolomit ait déjà commencé pendant le Ladinien ou s'il a imaginé un contact tectonique entre le calcaire coquillier ladinien inférieur et le Hauptdolomit. La description ne nous en dit rien, tandis qu'on se penche à voir la



Fig. 43. Profil vom Iszkahegy im Komitate Fejér bis zum Sárrét. 1 : 25000 (1 : 1).

t_1^{IV} Seiser Schichten, t_2^{III} untere und mittlere Campiler Schichten, t_3^{II} plattiger Dolomit, t_4^I plattiger Kalkstein (obere Campiler Schichten), t_5^{IV} Megyehegyer Dolomit, t_6^{III} Muschelkalk (Decurtata-, Trindodus- und Reitzi-Horizonte stark reduziert), t_7^{II} Hauptdolomit, t_8^{IV} pannonsische Schichten, q^{II} pleistozäner Schotter, a^{II} Sumpfalluvium, Torf.

Fig. 2. Profil levé par L. Lóczy à travers le mont Iszka.

première interprétation sur le profil, car l'auteur n'y a pas tracé de ligne de faille. C'était sur la base de cette contradiction du profil que E. Vadasz [4., p. 452] a supposé l'existence d'une continuation de la ligne structural de Litér, entre le calcaire coquillier et le Hauptdolomit.

Au cours de la réambulation du profil, nous avons trouvé, conformément à la description de L. Lóczy père, au-dessous les vignes du mont Iszka les débris des couches séisiennes et campiliennes inférieures. La marne à Tirolites, bien puissante, du Campilien moyen, est bien observable, même à présent, en bons affleurements. Nous avons réussi de récolter de nouveau de nombreux échantillons de la riche faune récoltée par Hauer, K. Papp et Lóczy, décrite dans la Monographie sur le Balaton (Lóczy, Frech): *Gervilleia polyodonta palaeotriadica* Frech, *Gervilleia costata* Cred., *Gervilleia modiola* Frech, *Pseudomonotis telleri* Bittn., *Pecten albertii* Goldf., *Pecten csopakensis* Frech, *Pecten discites microtis* Bittn., *Myophoria praorbicularis* Bittn., *Turbo rectecostatus* Hauer, *Natiria costata* Münst., *Natiria subtilistriata globulina* Frech, *Dinarites dalmatinus* Hauer. Malheureusement, ce n'est qu'une petite partie des matériaux des descriptions originales que l'on peut encore trouver dans la collection de l'Institut Géologique de Hongrie.

De nouvelles formes récoltées à la localité fossilifère: *Mysidioptera sylvatica* Frech, *Pseudomonotis inaequicostata* Ben., *Gervilleia polyodonta* Credn., *Gervilleia albertii* Goldf., *Gervilleia* cf. *albertii* Credn., ? *Monotis* sp., ? *Pecten* sp., *Pseudomonotis* sp. et fragments d'Ammonites, de même qu'une impression de nageoire.

Dans les couches supérieures de la marne à Tirolites on peut récolter des échantillons particulièrement nombreux, ornés, à coquille des *Natiria costata* effrités.

A la marne se superpose la dolomie celluleuse-poreuse, observable jusqu'au sommet du mont Iszka. Au-delà du sommet, vers le N, c'est le calcaire lamellaire, à faciès variés qui suit. Dans la série de ce dernier, on trouve des tables de marne grise, bitumineuse et jaune, du calcaire à Crinoïdes, puis, après un banc de dolomie de quelques mètres d'épaisseur, on observe de nouveau le calcaire marneux, lamellaire, gris et rouge, à Rhizocoralliaires et Gastéropodes (*Natiria subtilistriata globulina* F r e c h). Ce calcaire passe, sans aucune limite apparente, à la dolomie de „Megyehegy” brun clair, puis blanche. Dans cette roche on trouve de nodules de *Girvanella*?, *Teutloporella herculea*, d'autres algues calcaires et des coupes de Gastéropodes menus.

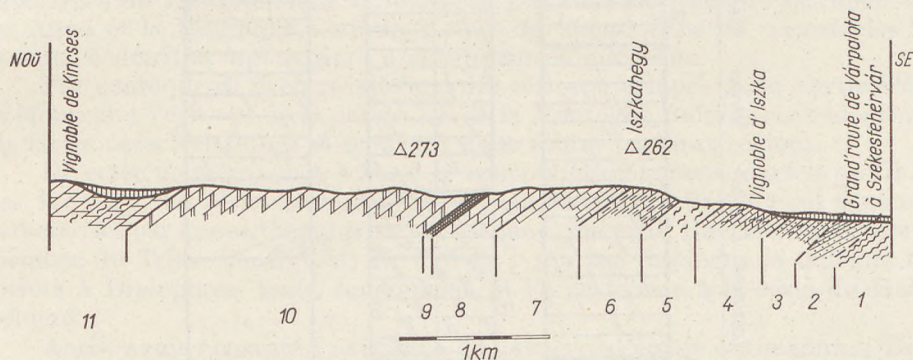


Fig. 3. Profil géologique à travers le mont Iszka. Légende: 1. Schiste cristallin, phyllade (en forages). 2. Grès rouge permien (en forages). 3. Grès séssien. 4. Calcaire enrouillé, oolithe à Gastéropodes, marne dolomitique, surtout en détrit. 5. Marne campilienne à Tirolites, en bons affleurements, richement fossilifère. 6. Dolomie marneuse lamellaire, dolomie celluleuse. 7. Calcaire bitumineux, lamellaire, campilien supérieur. 8. Dolomie „de Megyehegy” anisienne. 9. „Calcaire coquillier”, ladinien inférieur. 10. Dolomie ladinienne à *Diplopora annulata*. 11. Marne dolomitique carnienne et dolomie brune à *Mégáloides* menus.

A l'W du profil levé par L ó c z y, à l'entrée de la vallée Hideg, la dolomie de „Megyehegy” est particulièrement riche en restes d'algues, tandis que sa partie supérieure est oolithique. Au-dessus, on trouve du „calcaire coquillier”, à tous les deux endroits. Au cours d'un examen approfondi une partie de cette dernière formation s'avéra dolomitique. Celle-là diffère du faciès typique par son faciès dolomitique, sa pauvresse en faune et par son caractère peu marneux, pauvre en silix. Puis se superpose la dolomie blanche, cristalline, à bancs épais, caractérisée par l'apparition en masse de *Diplopora annulata* S c h a f h.

La dolomie à Diplopores représente l'étage ladinien. C'est une formation bien étendue à la surface, très puissante dont certaines couches sont constituées du débris de l'algue calcaire *Diplopora*. Dans ses bancs supérieurs, on trouve des *Mégáloides* menus, à côté des algues calcaires.

Dans la dolomie ladinienne de la Montagne Vertes, les algues calcaires sont bien moins nombreuses. Cependant, le lithofaciès est tout à fait analogue et on y trouve également les *Mégáloides* menus, dans les bancs supérieurs.

En continuant le profil levé par L ó c z y, après la dolomie à *Mégáloides* et *Diplopores*, on trouve des couches éocènes à la surface, qui couvrent le prolongement directe du profil triasique. Au côté N de l'affaissement éocène, c'est la dolomie carnienne, violacée et brune, compacte qui suit, renfermant des

moules internes bien conservées de *Megalodus triqueter pannonicus* Fr. et *M. hoernesii* Frech. Dans ses membres supérieurs, on trouve en masse des *Sphaerocodium bornemanni* Rothp.

Dans la chaîne voisine, à l'E, qui s'allonge au N du village Iszkaszentgyörgy vers Kincses, la série stratigraphique est continue. Au-dessus des couches

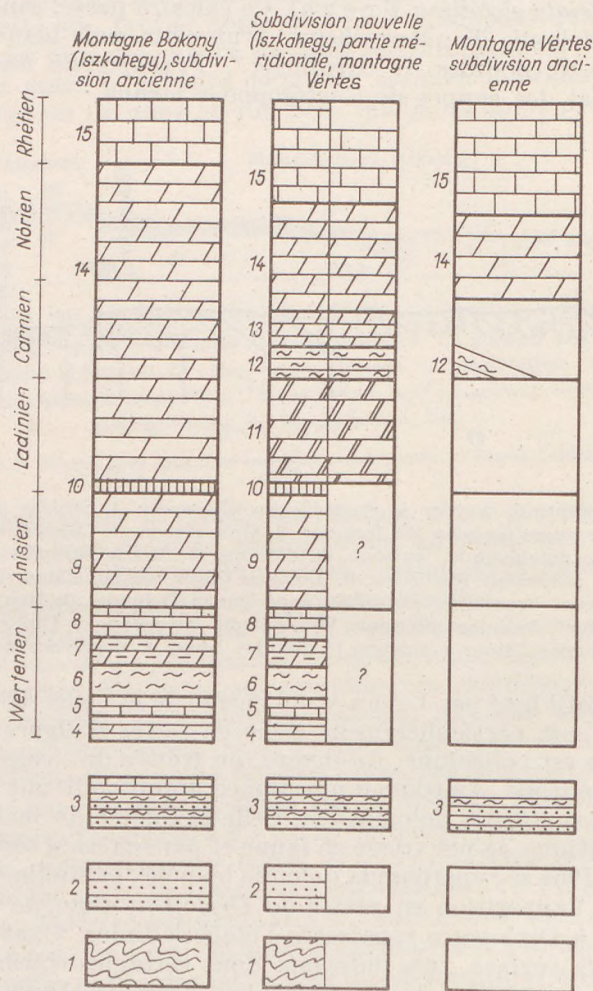


Fig. 4. Subdivision stratigraphique de la partie du S de la Montagne Vértés et du groupe du mont Iszka, d'après les conceptions ancienne et nouvelle. Légende: 1. Schiste cristallin en forage profond. 2. Grès rouge permien, en forage profond. 3. Couches werfeniennes, en forage profond. 4. Grès, dolomie, marne dolomitique sésiens. 5. Calcaire enrouillé, oolithe à Gastéropodes, campiliens. 6. Marne à Tirolites, campilienne. 7. Dolomie celluleuse, dolomie lamellaire, marneuse, campiliennes. 8. Calcaire hiéroglyphique, bitumineux, lamellaire, campilien. 9. Dolomie „de Megyehegy” anisienne. 10. „Calcaire coquillier” ladinien inférieur. 11. Dolomie ladinienne à *Diplopora annulata*. 12. Marne, marné calcaire, calcaire à silex, dolomie marneuse, carniens (raibliens). 13. Dolomie carnienne à *Mégalodes menus*. 14. „Hauptdolomit” carno-norien. 15. Dachsteinkalk noro-rhétien.

de la dolomie ladinienne à Diplopores, on trouve une série de marne dolomitique, violacée, brune, brun clair qui peut être mise en corrélation avec la dolomie marneuse et la marne carniennes (raibliennes) de la Montagne Vértes, du point de vue de la lithologie et du mode de gisement.

Suivant le prolongement du profil levé par L ó c z y, cette série relativement mince est couverte de l'Éocène.

Sur le profil, c'est au-dessus de la dolomie à Sphaerocodium, considérée comme limite carno-norienne, que suit le Hauptdolomit proprement dit, puis le Dachsteinkalk, en faciès analogue à ceux de Vértes-Gerecse. Par rapport à la Montagne Vértes, il y a une différence, notamment la partie rhétienne supérieure du Hauptdolomit affleure ici. Dans les environs de Isztimér, dans les Alpes et la Montagne Gerecse, il s'est développé dans un microfaciès bien étendu, à détritits organogène, à oolithe-oncoïde-triasine.

Par conséquent, il en résulte que les séries triasiques de la partie SW de la Montagne Vértes et de la partie NE de la Montagne Bakony sont identiques, les faciès caractéristiques se trouvant dans toutes les deux régions.

De cette manière, on a éclairci la contradiction trouvée dans le profil levé par L ó c z y. La série stratigraphique de la Montagne Bakony est également caractérisée par une sédimentation sans lacune, jusqu'au Dachsteinkalk, dernier membre du Trias. Cependant, L. L ó c z y n'a pas distingué la dolomie ladinienne à Diplopores, mais, faussement, il l'a rattachée à la série du Hauptdolomit.

Après avoir constaté l'existence du faciès à dolomie ladinienne à Diplopores dans la Montagne Bakony—ce qui était jusqu'ici inconnue dans cette région — on peut soulever le problème des rapports avec les faciès différents du Haut-pays de la côte du Balaton. Le complexe se prolonge probablement vers le SW, et il est graduellement substitué par les faciès à calcaire, respectivement marne ladinien. Cette supposition s'appuie sur une remarque de L. L ó c z y qui a indiqué que l'on connaissait un faciès dolomitique du calcaire „de Füred”, sur le profil de Balatonfüred. Parallèlement le „calcaire coquillier” passe à son tour au faciès dolomitique à l'E et calcaire à l'W. Il est bien probable que l'on pourra démontrer les changements continus des faciès triasiques dans l'espace, dans toute la Montagne Centrale de Transdanubie.

2. Rapports structuraux entre la partie du S de la Montagne Vértes et le territoire de Iszka

Les lignes fondamentales de la structure de toutes les deux parties de montagne sont caractérisées par les éléments d'écaillage anciens de direction NE—SW „se présentant sur un plan de fracture raide, par empilement” [4] et, d'autre part, par des fractures transversales à faille, disjonctives, normales à ceux-là. Les unités tectoniques, limitées par des lignes de NE-SW, se rattachent de la manière de zones. Ces zones furent morcelées par les fractures transversales en coins qui passaient plus ou moins bas et qui étaient charriés, les uns par rapport aux autres, le long des plans de NW-SE. Par conséquent, ce n'est qu'en ce qui concerne l'allure et la position des lignes de fracture que l'on doit modifier le caractère structural établi.

Au S de toutes les deux parties de montagne, les membres anciens de la série stratigraphique arrangés selon la direction de la montagne, se trouvent en position structurale identique, ce qui est indiqué par les forages profonds qui ont atteint le soubassement du bassin.

Au S de la Montagne Vértes, le forage profond de Csákvár a atteint des couches werfeniennes, à 456 m. Suivant leur direction, dans un prolongement vers le SE, on trouve le faciès werfenien constaté dans le forage profond de Tabajd (Bassin de Bicske), [5]. On peut supposer l'existence des membres encore plus anciens, sur la base des lambeaux de grès rouge permien, affleurant au bord de la Montagne de Velence.

Les forages profonds du Bassin de Várpalota-Csór (Fig. 5.) présentent le prolongement de S du profil de Lóczy levé à Iszka, ce qui nous permet de connaître le soubassement du bassin situé au S du bord de la montagne. Dans quelques forages, on a trouvé — au dessous des couches pannoniennes — des couches du Trias inférieur près du bord de la montagne, plus loin le grès rouge permien, encore plus loin le calcaire carbonifère et un complexe de schiste cristallin, dans une chaîne suivant la direction de la montagne [2]. Ainsi, en nous appuyant sur les roches du soubassement du bassin, on peut trouver la relation entre les parties du socle paléozoïque inférieur du Haut pays de la côte du Balaton (Bakony) et celui affleurant de Velence-Polgárdi. Le soubassement du bassin représente une ou plusieurs zones tectoniques, de direction NE-SW.

Le bord morphologique du S des montagnes doit être aussi considéré comme une grande ligne tectonique; bien que cet affaissement ait interrompu les rapports à l'intérieur des formations ladinienes mêmes dans la région de la Vértes tandis qu'entre les couches séisiennes et campiliennes dans les environs de Iszka, il n'y a pas de doute qu'elles appartiennent dans tous les deux territoires au même système tectonique, et peut-être représentent-elles la même zone de fracture.

Dans la Montagne Vértes on peut bien suivre les autres unités tectoniques à la surface: au S, on trouve une unité s'allongeant de Csákberény-Gánt à Csákvár, séparée même morphologiquement de l'unité septentrionale par des bassins éocènes. Dans sa série stratigraphique on trouve la dolomie ladinienne à Diplopores, la marne et la marne dolomitique carniennes, puis la dolomie carnienne.

On peut considérer comme un prolongement vers la Montagne Bakony la masse du socle des monts Iszka-Szeg-Vaskapu, limitée au NW également par un affaissement éocène. Dans cette unité, on trouve en affleurement la série triasique complète, à partir du Campilien jusqu'à la dolomie carnienne. Il est bien probable que la ligne de fracture indiquant le bord du S de la Montagne Vértes existe là aussi, et elle traverse la dolomie ladinienne à Diplopores dont la puissance serait d'ailleurs inexplicable. Cependant, il est bien difficile de l'observer, justement à cause de l'identité des roches qui sont en contact.

Sur le territoire de la Montagne Vértes, on peut encore démontrer l'existence de trois autres unités tectoniques. La première se constitue d'une répétition de la marne et la dolomie carnienne, de la dolomie norienne, la seconde de la dolomie carno-norienne, la troisième de Dachsteinkalk norien [6]. Il faut encore continuer les recherches pour pouvoir trouver les prolongements de ces unités tectoniques-là dans la Montagne Bakony. Les zones et les unités tectoniques que nous venons de traiter se sont déplacées les unes par rapport



Planche I.

1. Marne à Tirolites campillienne moyenne. a) *Gervilleia costata* Schloth., b) *Pseudomonotis* sp. Vignes de Iszka.
2. Reste de nageoire de la marne à Tirolites campillienne moyenne. Vignes de Iszka.
3. Marne à Tirolites campillienne moyenne. a) *Natiria costata* Mstr., b) *Pseudomonotis* cf. *inaequicostata* Ben., c) *Dinarites dalmatinus* Hauer.

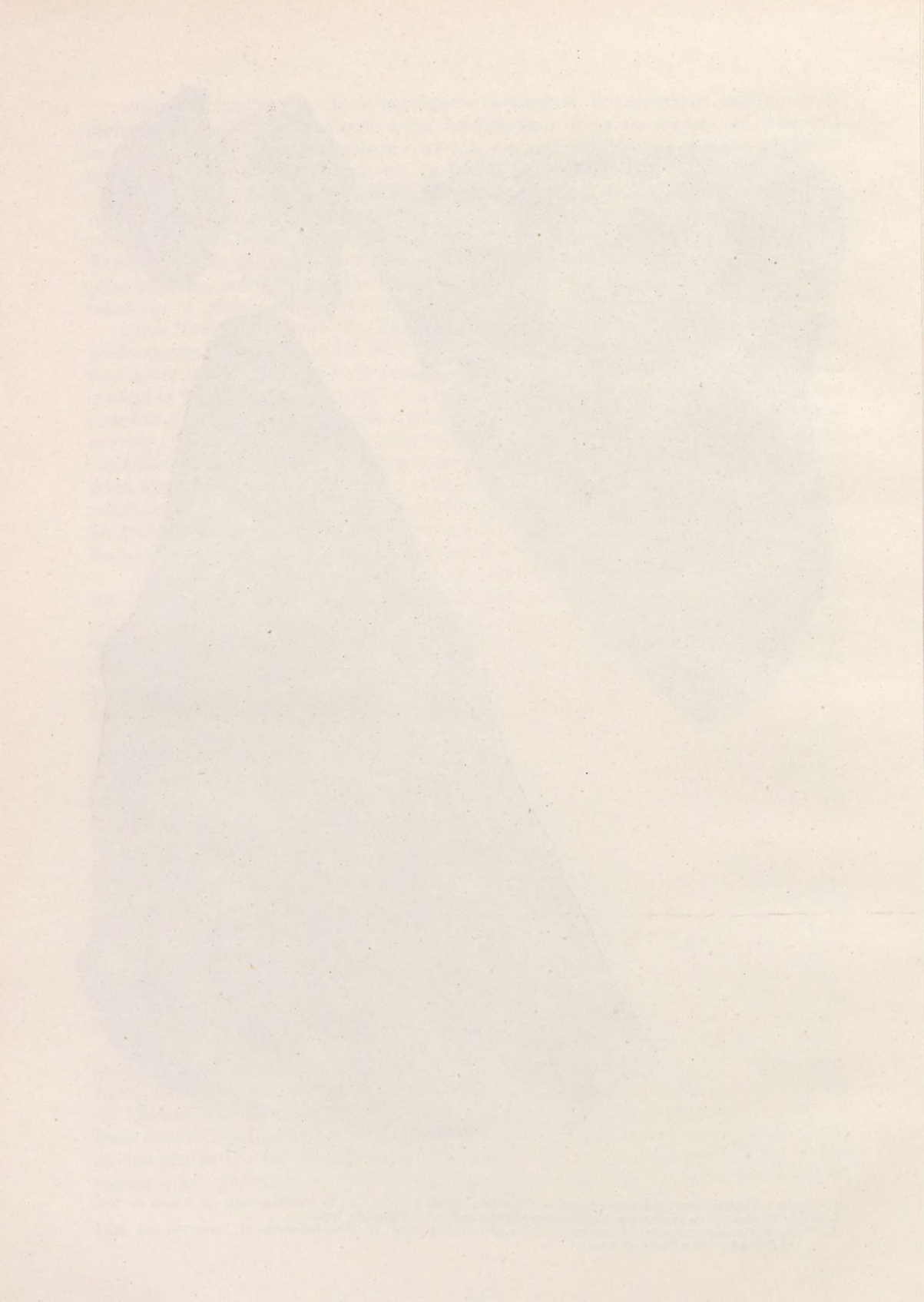
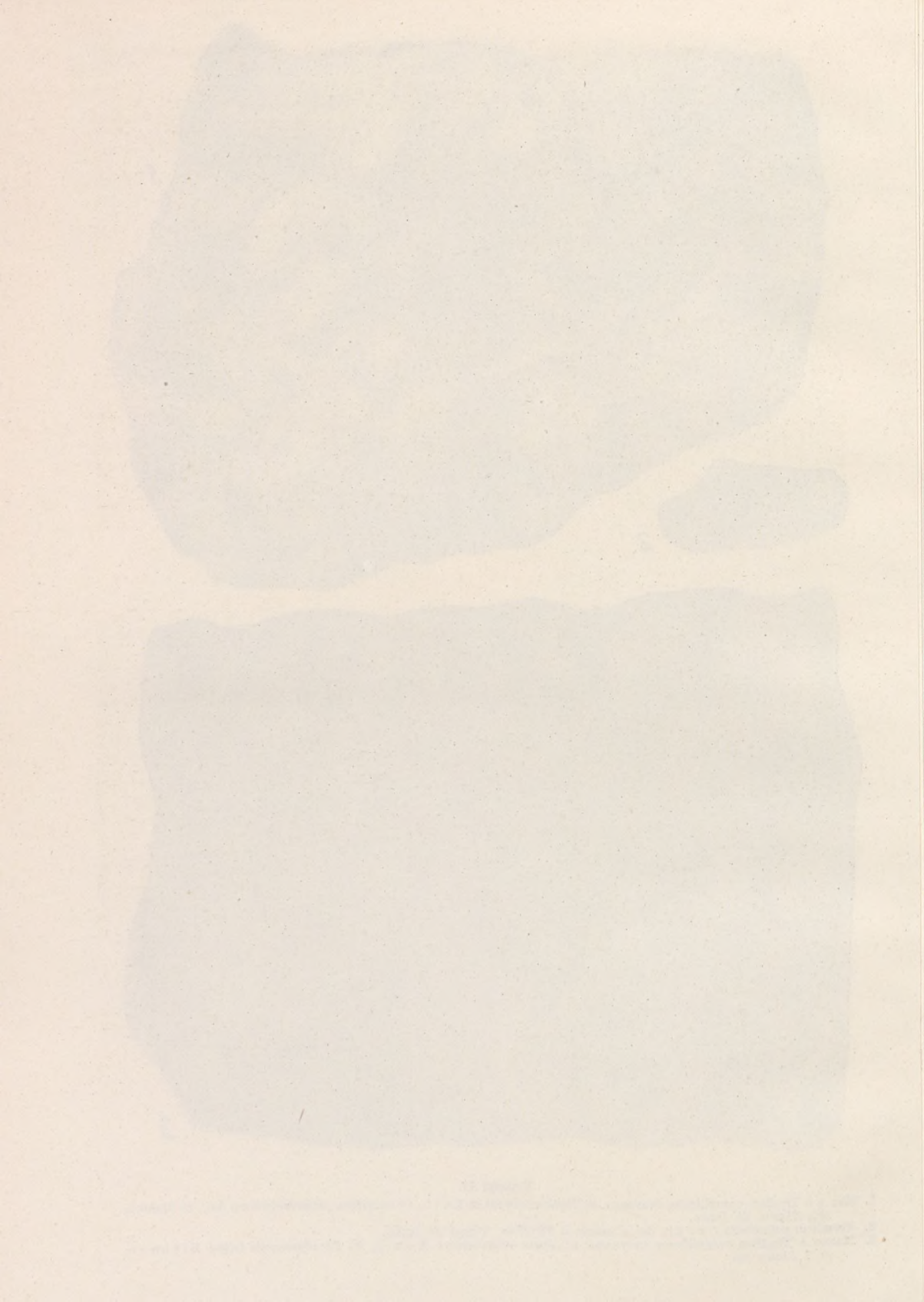




Planche II.

1. Mar e à Tirolites campillienne moyenne. a) *Natiria costata* Münst., b) *Gervilleia polyodonta* Credn., c) *Monotis* sp., Vignes de Iszka.
2. *Gervilleia polyodonta* Credn. de la marne à Tirolites, Vignes de Iszka.
3. Marne à Tirolites campillienne moyenne. a) *Turbo rectecostatus* Hauer, b) *Pseudomonotis telleri* Bittner, c) ? *Pecten* sp.





1



2



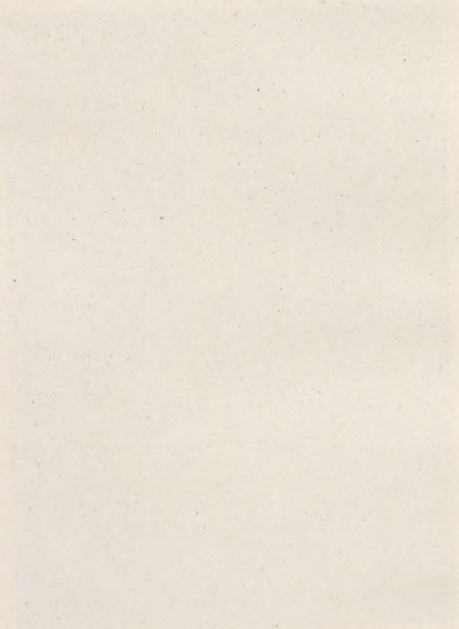
3



4

Planche III.

1. Plaque mince de la dolomie „de Megyehegy” anisienne, avec la coupe d’un nodule de *Girvanella*. Mont Iszka. 5x
2. Plaque mince de la dolomie „de Megyehegy” anisienne, avec des coupes de Gastéropodes. Mont. Iszka. 5x.
3. Plaque mince de la dolomie „de Megyehegy” anisienne, avec des coupes d’algues calcaires (*Diplopora? annulatisima*). Mont Iszka. 5x.
4. Plaque mince de la dolomie „de Megyehegy” anisienne avec des coupes de ? *Tentloporella*. Mont Iszka. 4x.





1



2



3



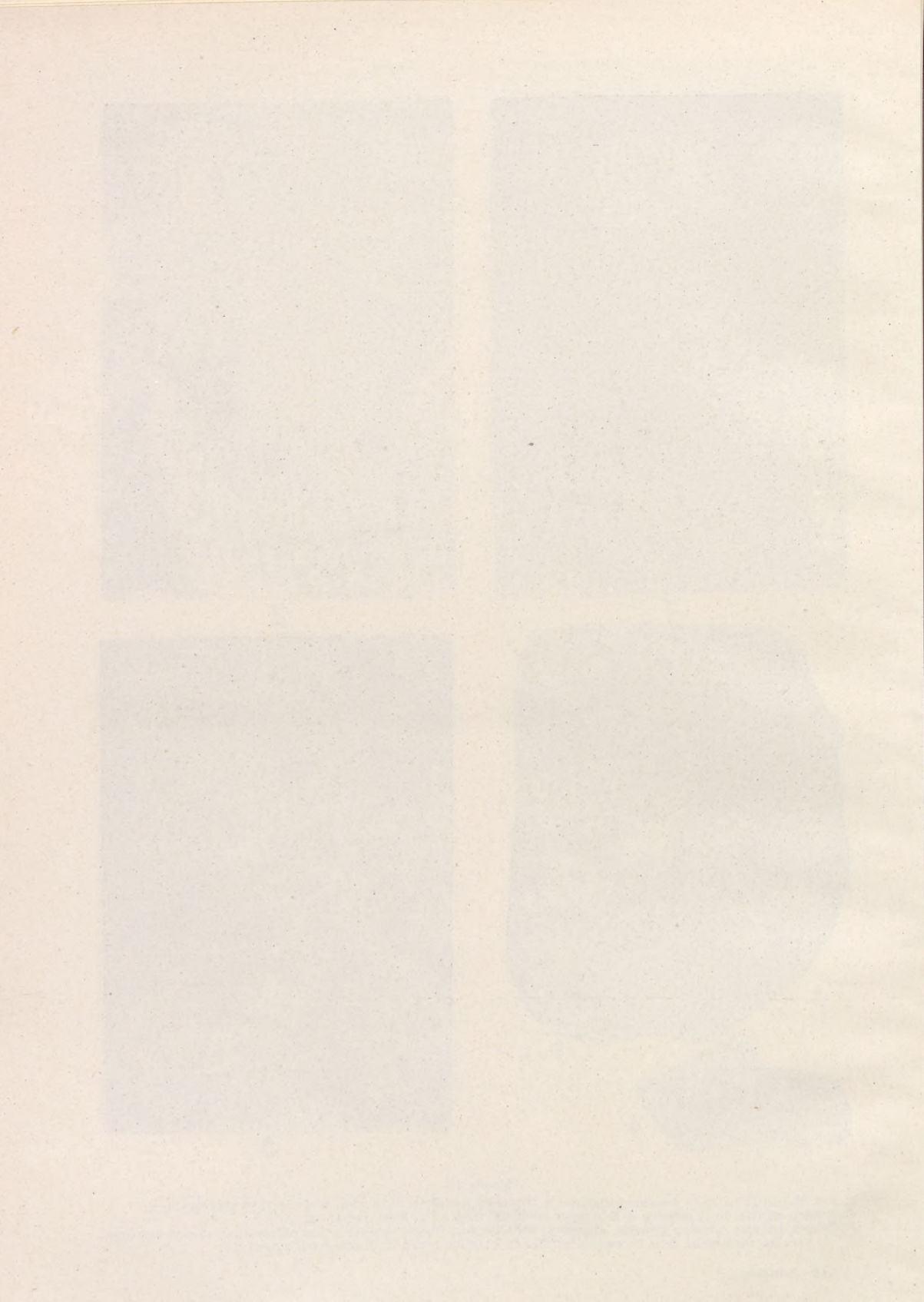
4



5

Planche IV

1. à 3. Échantillons de la dolomie ladinienne à *Diplopora annulata* Schafh. N de Iszkaszentgyörgy 1 x.
 4. Surface effritée de la dolomie à *Diplopora annulata* Schafh. Mont Iszka. 2x.
 5. Coupes d'algues calcaires grandes, allongées, noduliformes (*Sphaerocodium*? Les algues apparaissent ensemble avec les Diplopores, dans de petites lentilles de la même roche. N de Iszkaszentgyörgy 2x.





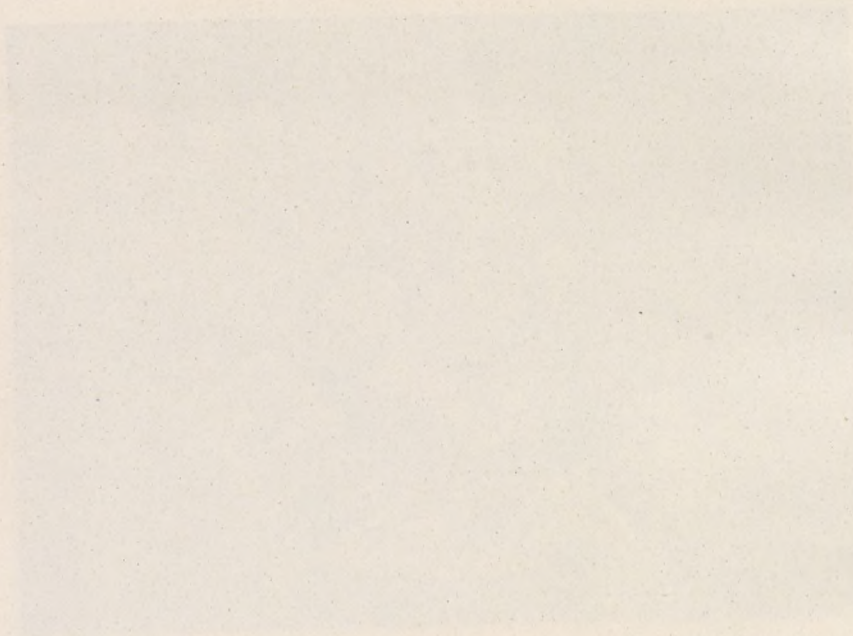
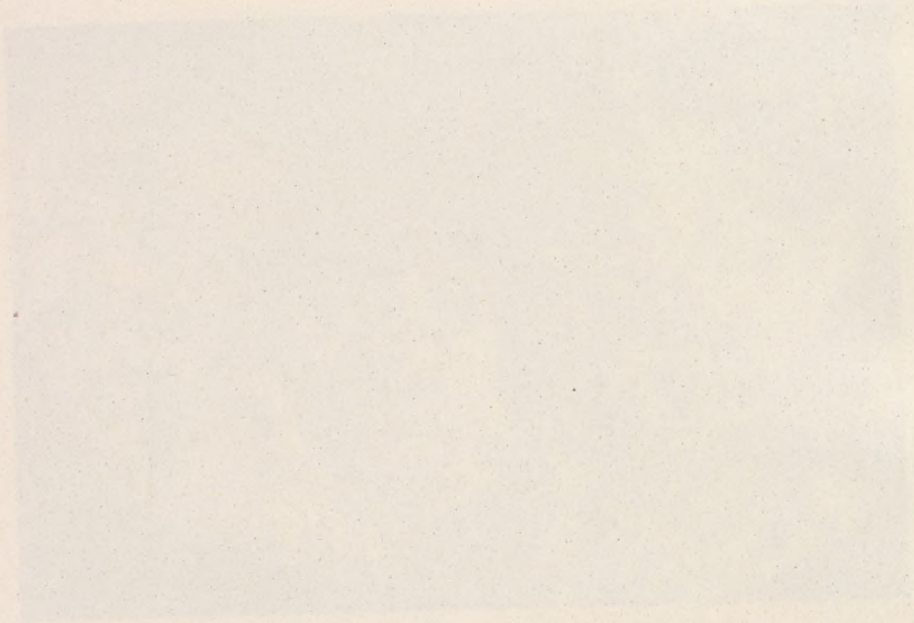
1



2

Planche V.

1 à 2. Plaque mince de la dolomie ladinienne à *Diplopora annulata* S c h a f f h. Mont Iszka. 5x.



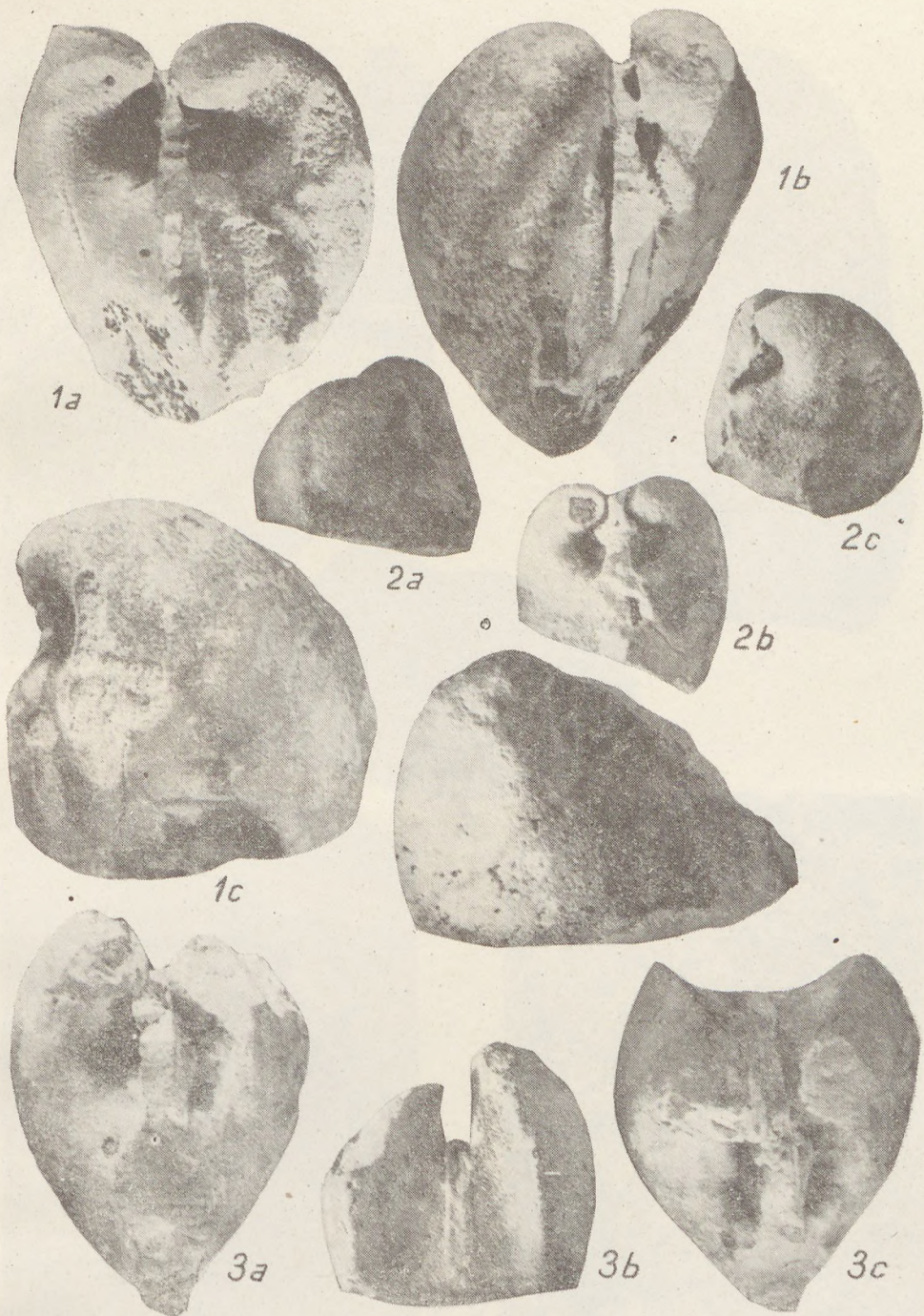


Planche VI.

1 a-c. *Megalodus triquetus pannonicus* Frech.

2 a-c Petit exemplaire de *Megalodus triquetus pannonicus* Frech.

3 a-d. *Megalodus hoernesii* Frech. Tous de la dolomie carnienne. Localité: Iszkaszentgyörgy, au N de l'ancienne exploitation à ciel ouvert Kinces.

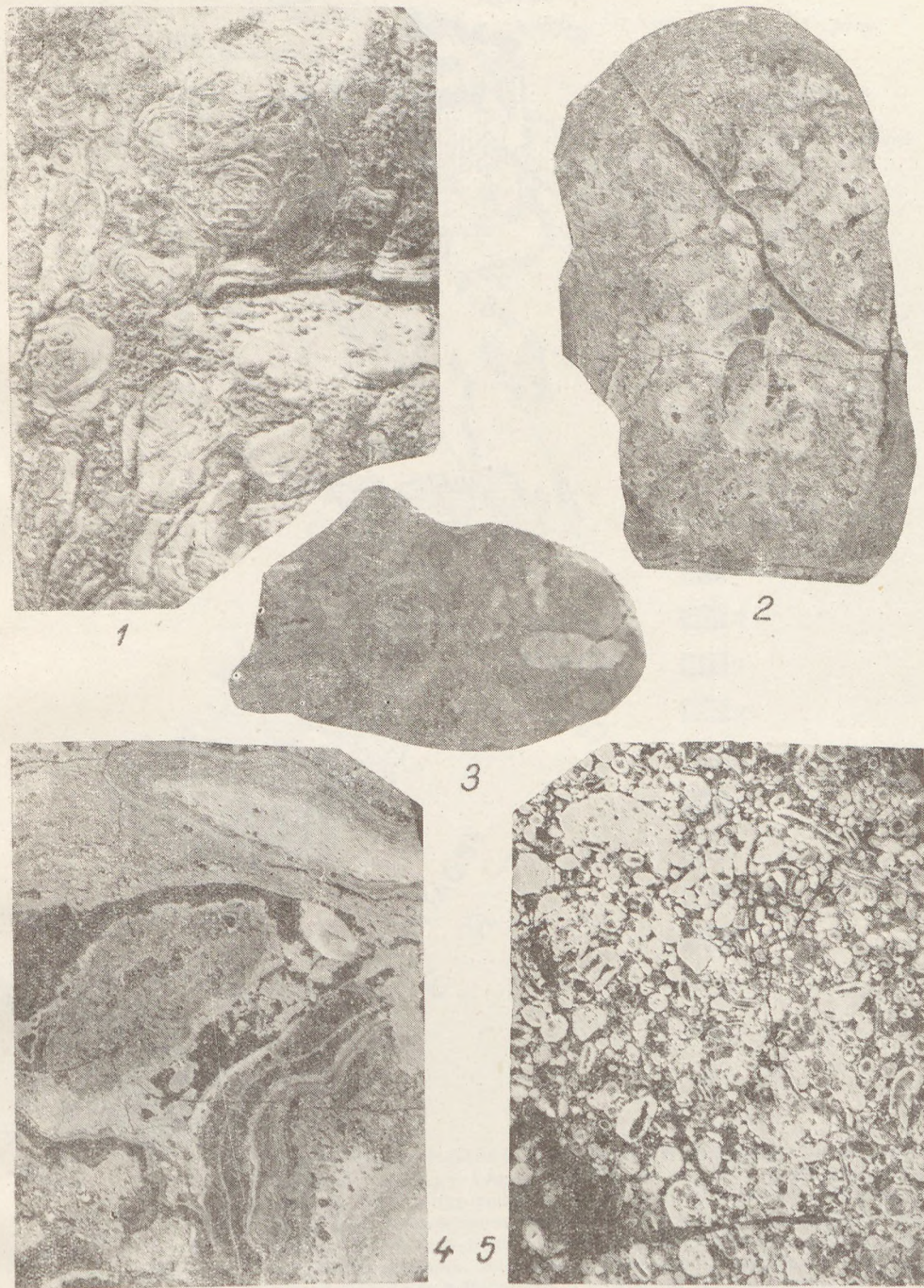


Planche VII.

- 1 à 4. Dolomie norienne inférieure à *Sphaerocodium bornemanni* Roth pl.
 1. surface éffritée de la roche, 2 à 4. plaque mince, 5x. 3. surface polie. Localité: Iszkaszentgyörgy au NW de Kincses.
 5. Dachsteinkalk rhétien à Ooides, Foraminifères et Triasines biogènes. Plaque mince de Hantken, marquée „Isztimér”. 5x.

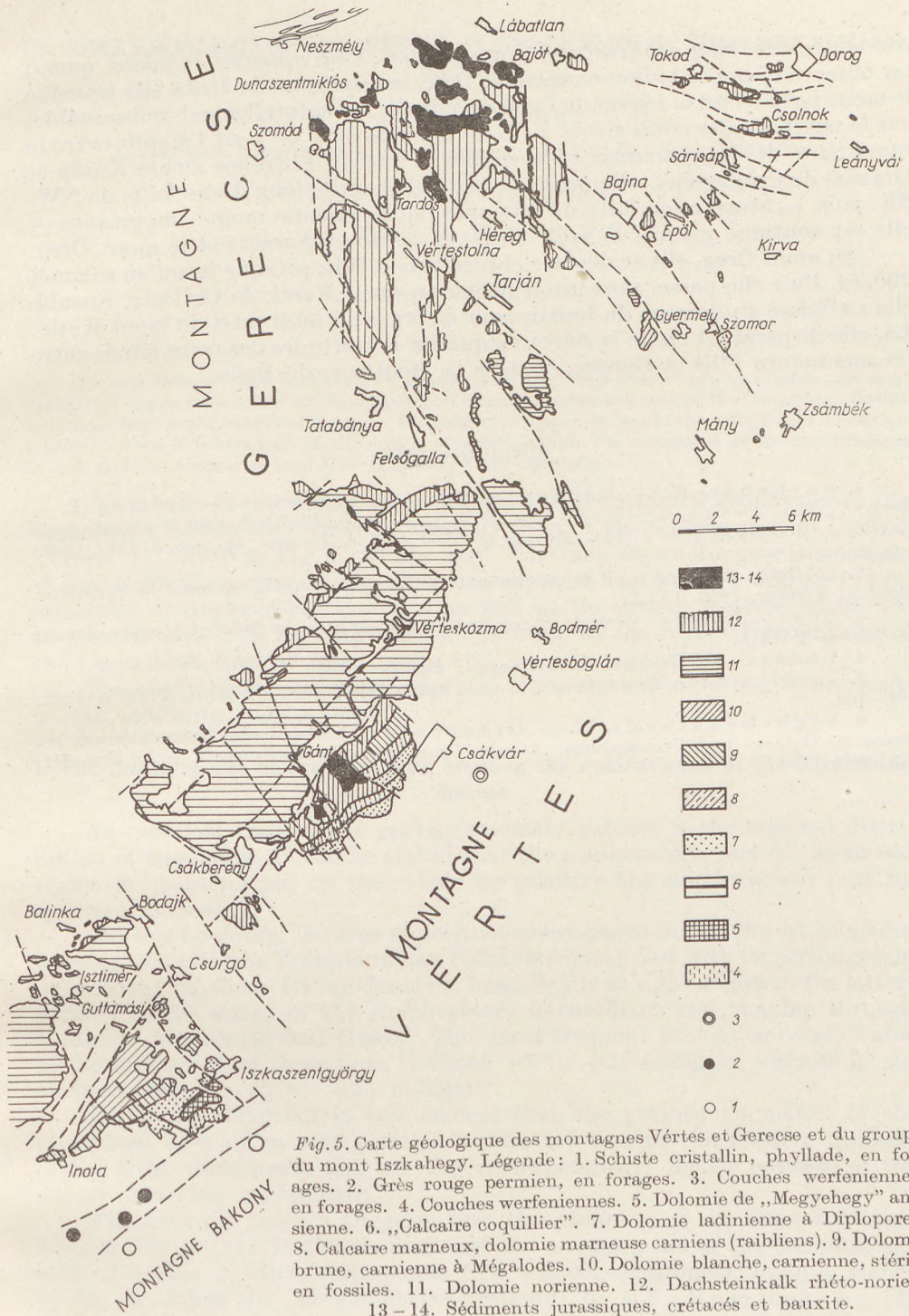


Fig. 5. Carte géologique des montagnes Vértes et Gerecse et du groupe du mont Iszkahegy. Légende: 1. Schiste cristallin, phyllade, en forages. 2. Grès rouge permien, en forages. 3. Couches werfeniennes, en forages. 4. Couches werfeniennes. 5. Dolomie de „Megyehegy” anisienne. 6. „Calcaire coquillier”. 7. Dolomie ladinienne à Diplopores. 8. Calcaire marneux, dolomie marneuse carniens (raibliens). 9. Dolomie brune, carnienne à Mégalodes. 10. Dolomie blanche, carnienne, stérile en fossiles. 11. Dolomie norienne. 12. Dachsteinkalk rhéto-norien. 13-14. Sédiments jurassiques, crétaçés et bauxite.

aux autres le long des fractures transversales. Cela apparaît le mieux quand on observe la limite ladino-carnienne. Dans les environs de Iszka elle traverse le mont Iszka; dans la région du fossé de Mór elle est naturellement inobservable; sur le territoire des coins situés à l'E du fossé de Mór, on peut l'établir entre le mont Szeg de Magyaralmás et la colline de 168 m. Entre les monts Közép et Gránási de Csákvár, elle passe encore plus haut le long d'une faille de NW-SE, puis — abstraction faite de quelques déplacements moins importants — elle est continue jusqu'à la faille située entre Hosszúharaszt et le mont Öreg.

Au mont Öreg, elle se déplace encore vers le NE, presque jusqu'au sommet 290,91. Puis elle passe, sans interruption au mont Kerek de Csákvár. Ensuite elle s'affaisse au-dessous du bassin pour émerger au bord du S du mont Kotló. Là, elle disparaît et on ne la retrouve que sur le territoire des coins situés entre les montagnes Pilis et Gerecse et dans la Montagne de Buda.

BIBLIOGRAPHIE

1. Barnabás, K. — Bárdossy, Gy. — Bertalan, K. — Csillag, P. — Göbel, E. — Jaskó, S. — Szentes, F. — Szóts, E.: Recherches sur la géologie de la bauxite en Hongrie de 1950 à 1954. *Annales de l'Inst. Géol. de Hongrie*, **46**, fasc. 3. 1957. Carte hors-texte.
2. Kókay, J.: Conditions de mouvements tectoniques dans les environs de Várpalota. *Földtani Közöny*, 1956. 17-27.
3. Lóczy, L. père: Géologie et morphologie des environs du Balaton. *Monographie sur le Balaton*. I. 1913.
4. Vadász, E.: Géologie de la Hongrie. *Budapest*, 1930.
5. Vitális, S.: Le Trias inférieur dans le bassin de Bicske. *Földtani Közöny*, 1939. 101-108.
6. Végh-Neubrandt, E. — Oravecz, J.: Obertriadische Sedimentierung im Raum der Gerecs- und Vértesgebirge. *Annales Univ. Scient. Budapestiensis, Sectio Geol.* **III**. 185-193. 1930.

ON SOME PROBLEMS OF THE REGIONAL GEOPHYSICS OF THE CARPATHIAN BASINS

V. SCHEFFER

Geophysical Department of the Hungarian Oil and Gas Trust, Budapest

*

(Received the 15. August 1961)

SUMMARY

On the basis of data furnished by gravity surveys, deep seismic measurements and seismology, it can be stated that the crustal section beneath the central zone of the Carpathian Basins is thinner than in the surrounding areas, wherefore the upper surface of the mantle is in a position higher by some 10 kilometres. In the area of elevated mantle, the reciprocal geothermal gradient is less, and the terrestrial heat flow is greater than elsewhere.

For a basis of discussing some problems of the regional geophysics of the Carpathian basins, the „Gravity anomaly map of the eastern part of Central Europe” [1], given as Fig. 1., will be used. This map shows Bouguer isoanoms of five-milligal spacing in the Potsdam system. The method and the basic principles of constructing the map as well as the source material made use of were described in my paper „Contributions to the regional geophysics of the Carpathian Basins” cited under [1].

The study of the principal regional features shown by the figure leads to the following conclusions.

I. The thinning-out of the European crust in the central zone of the Carpathian Basins

An essential trait of the gravity anomaly pattern is the regional distribution of anomalies. It can be stated that the southeastern part of the shown region is characterized on the whole by positive the northwestern part by negative anomalies.

The line bounding the area of positive anomalies in the northwest coincides more or less with the Transdanubian Rába lineament and with its prolongation up to Kassa (Košice). Its northeastern boundary is at right angles to the latter, parallel to the strike of the Northeastern Carpathians and running through Munkács (Mukačevo) and Huszt. The most frequent gravity anomaly value of the area south of these lines is about +5 to +10 milligals, whereas in the north is about -20 to -25 milligals.

From the following it will emerge that the gravity anomalies of the mentioned area of mostly positive values are due to the relative thinness of the crust underneath and to the correspondingly higher position of the denser materials underneath.

The anomaly pattern suggests that this thinning of the crust continues towards the Balkan Peninsula and that the arrangement of the denser materials of higher position corresponds to a palaeogeographical feature shown in Fig. 2., called the „Orientalisches Festland” by I. F. P o m p e c z k y [2].

That part of this somewhat prolonged Eastern Continent, which is at present underground below the Carpathian Basins, is resembling in shape, although somewhat displaced with respect to, the Tisia massif advocated by Gy. Prinz [3].



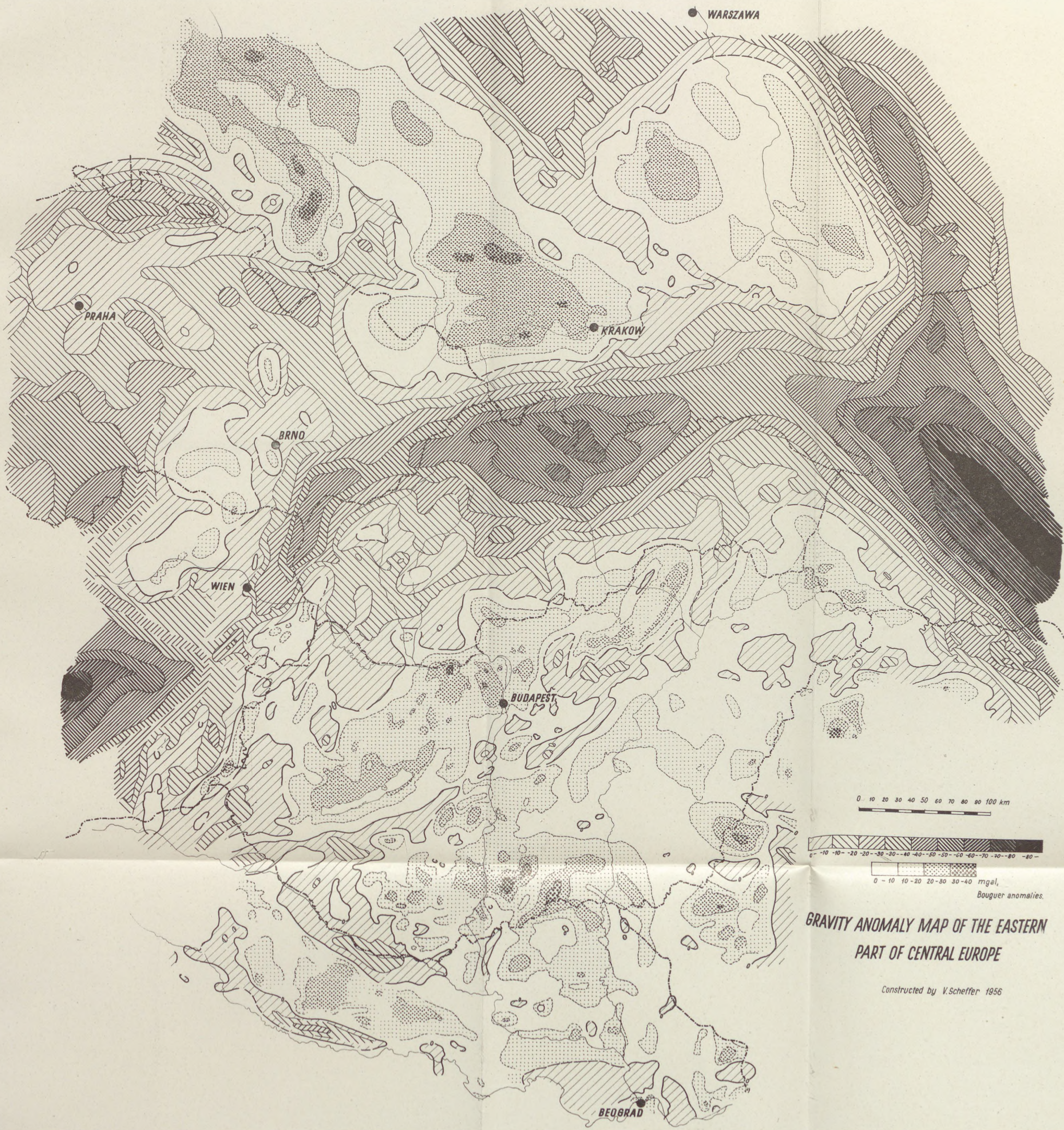
Fig. 2. The "Eastern Continent" in the Liassic; after P o m p e c z k y. The shaded area in the northeastern corner of the map is the marginal part of the Russian Platform.

It is apparent that this local elevation of the Mohorovičić discontinuity is not identical with the „Hungarian Median Mass" (Zwischengebirge) as proposed by L. K o b e r, although it is possible that in the course of the Carpathian orogeny it acted as one of the building blocks of the orogen.

This zone wherein the Mohorovičić discontinuity is elevated is surrounded in the north, northwest and northeast by the belt of the Alpine-Carpathian nappe systems which, owing to the corresponding thickening of the Earth's crust, is reflected in the gravity pattern as a zone of gravity depressions.

II. The belt of the Alpine-Carpathian nappe systems

The nappe structures of the East Alps (Fig. 3. [4]) and the adjacent nappe systems of the Western, Northern and Northeastern Carpathians (Fig. 4., [5]) appear in the gravity pattern as an enormous belt of essentially negative gravity anomalies. In the light of available geological evidence it can be



**GRAVITY ANOMALY MAP OF THE EASTERN
PART OF CENTRAL EUROPE**

Constructed by V. Scheffer 1956

Fig. 1. Gravity anomaly map of the eastern part of Central Europe. The Bouguer isonamals are given in the Potsdam system, with 5 milligal spacing. - The normal value of gravity was considered according to the International Formula of Stockholm, 1930. - The isonamals drawn with full lines are the results of detailed surveys, whereas the dashed lines represent regional reconnaissance surveys. - In the regions surrounding Hungary, the density value used for the altitude corrections was generally 2.67. In Northern Transsylvania and the Soviet Carpathians the values were read off „Diagrams of mean densities”, constructed for those areas, whereas in the mountainous areas adjacent to Slovakia the density values characterizing the individual stations were taken. In the plains of Hungary an average of 2.0 was chosen. - The map was constructed by V. Scheffer, from results of surveys by the Hungarian R. Eötvös State Geophysical Institute, surveys conducted by commission of the ancient Hungarian-American, Hungarian-Italian and Hungarian-German Oil Companies, the Czechoslovak state survey as published by M. Wittinger and B. Choudoba, the R. Behounek's gravity anomaly map from the Little Hungarian Plain and the data published in 1955 by I. W. de Bruyn on Poland, Romania, Jugoslavia and the western part of the Soviet Union.

stated that the area of the gravity depression is connected with the nappe structures rather than with the surface elevations. For example, the western part of the entirely plain Little Hungarian Basin also belongs to this belt.

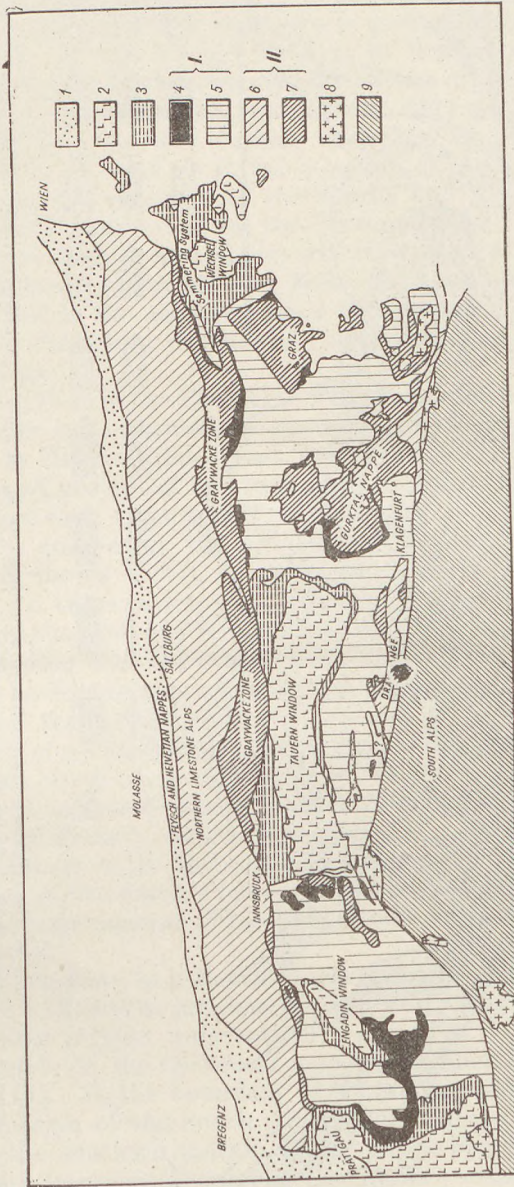


Fig. 3. Structural sketch map of the East Alps after A. T o l l m a n n. Symbols: 1. Flysch, Helvetian nappes and Klippen Zone, 2. Penninian unit, 3. Lower East Alpine unit, 4-5. Middle East Alpine unit, 4. Mesozoic, 5. Crystalline 6-7. Upper East Alpine unit, 6. Mesozoic, 7. Palaeozoic, 8. Periadriatic volcanics, 9. Dinarids.

According to A. T o l l m a n n [6] the Palaeozoic inselbergs of the Graz Basin and the so-called South Burgenland Swell belong to the nappe system of the East Alps.

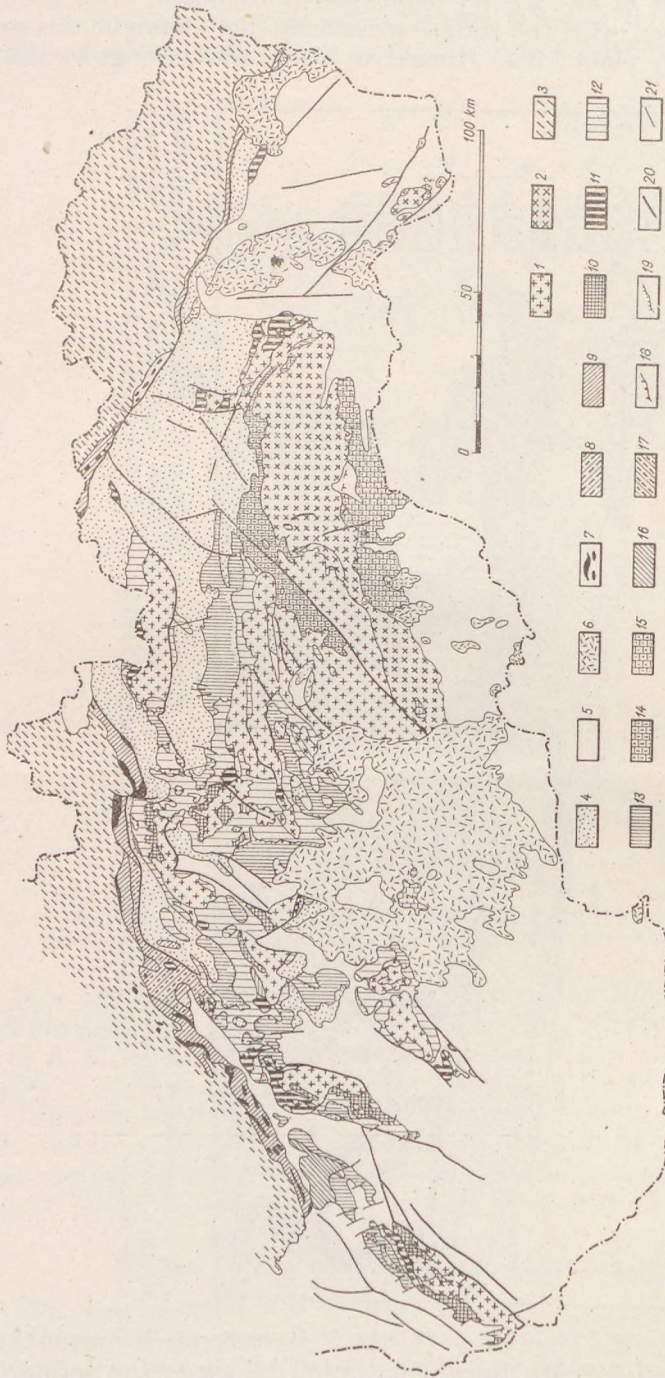


Fig. 4. Tectonical sketch map of the Western Carpathians according to M. M a h e l. Symbols: 1. Crystalline cores, 2. Palaeozoic, 3. Palaeogene series of the Flysch zone, 4. Inner Carpathian Palaeogene, 5. Neogene, 6. Neozoic volcanics, 7 - 9. Klippen zone, 7. Triassic to lower Cretaceous, 8. Middle Cretaceous, 9. Upper Cretaceous, 10 - 13. Mesozoic of the Central Zone, 10. The series of the West-Slovakian Group, 11. The series of the Western Carpathian Group, 12. Krizna series, 13. Choc series, 14. Northern Gómör series, 15. Southern Gómör series, 16 - 17. Upper Cretaceous south of the Klippen zone, 16. Marine upper Cretaceous, 17. Continental upper Cretaceous, 18 - 21. Structural lines, 19. Larger nappes and overthrusts, 20. Important faults, 21. Lesser faults.

The nappe system of the East Alps extends in the region of the Kőszeg and Sopron Mountains over into Hungary, as attested also by the surface outcrops of these mountains.

„The crystalline range fragments of the environs of Sopron and Kőszeg disappear beneath the young Tertiary deposits of the Little Hungarian Plain by a sudden downthrow. Their existence is proved by deep borings drilled in the environment of the village Mihályi in Sopron County which having traversed some rags of Tortonian and Sarmatian deposits and their products of erosion found in depths ranging from 1460 to 2470 metres beneath the Pannonian (lower Pliocene) deposits directly underlain by phyllite and Palaeozoic clay shale” says E. V a d á s z in his „*Geology of Hungary*” [7].

M. V e n d e l [8] ranges both the Sopron and Kőszeg Mountains as well as the crystalline schists found on the bottom of the Little Plain among the nappes of the East Alps, in accordance with the views of A. T o l l m a n n [9] expressed in his latest synthesis on a Koberian basis of the East Alps. One of the borings, drilled in the neighbourhood of Szombathely, reached in a depth of 1536 metres a Palaeozoic crystalline schist analogous to the rock of the Kőszeg Mountains.

The nappe system of the East Alps, whose essential tectonic feature consists in that the nappes and imbrications consisting of Palaeozoic crystalline schists, partly covered by Mesozoic limestones, override a Mesozoic basis, is being extended in the light of geological and mainly boring evidence collected in the last few years farther east, right into Transdanubia.

The notions concerning the structure of the bottom of the Little Hungarian Plain are shown in Fig. 5., constructed by L. K ő r ő s s y.

According to these notions, the autochthonous Mesozoic of the Transdanubian Mountains extends on the bottom of the basin up to the tectonic lineament coinciding with the course of the Rába River. In the area northwest of this line, the borings having traversed the Pannonian and eventually Miocene deposits reached crystalline schists.

In the light of geological knowledge acquired in the last years, the nappes of the East Alps reach up to and taper off at the Rába Line.

According to latest results of refraction surveys carried out by crews of the Hungarian Oil Trust it could be established, e. g. in the area north of Vasvár, that in the area west of the Rába the Mesozoic rocks forming the eastern part of the basement of the Little Plains, continues beneath the crystalline schists and thereby the continuation of the East Alpine nappes up to the valley of the Rába was proved.

The Transdanubian and South Burgenland Swell as well as the Mihályi high, which are reflected as maxima in the gravity pattern, constitute elevated parts of the East Alpine imbrications.

As it is visible on the tectonical map of the East Alps by T o l l m a n n reproduced as Fig. 3., the boundary of the nappe system is indicated along the northern margin of the South Alps by an above-surface belt of volcanics which follows the southern margin of the nappe system in its whole length, in this intensely fragmented zone of the Earth's crust.

Along the ending of the East Alpine nappe system in Transdanubia and beneath the Little Plains the magnetic surveys [11], represented in our Fig. 6., found a long sequence of buried eruptives also along the Rába line. The

southern margins of the nappe systems of the Western, Northern and North-eastern Carpathians are likewise accompanied by zones of above-surface volcanics, forming the so-called inner fire belt of the Carpathians.

On the inner side of the southeastern and southern boundary of the nappe system, the gravity anomaly pattern suggests as was stated already the presence of a crustal segment characterized by high gravity anomalies.

I wish to point out here that the reason why the analysis of the gravity pattern was performed on the map of the Bouguer anomalies was that the isostatic reductions bring about no significant change of the gravity pattern.

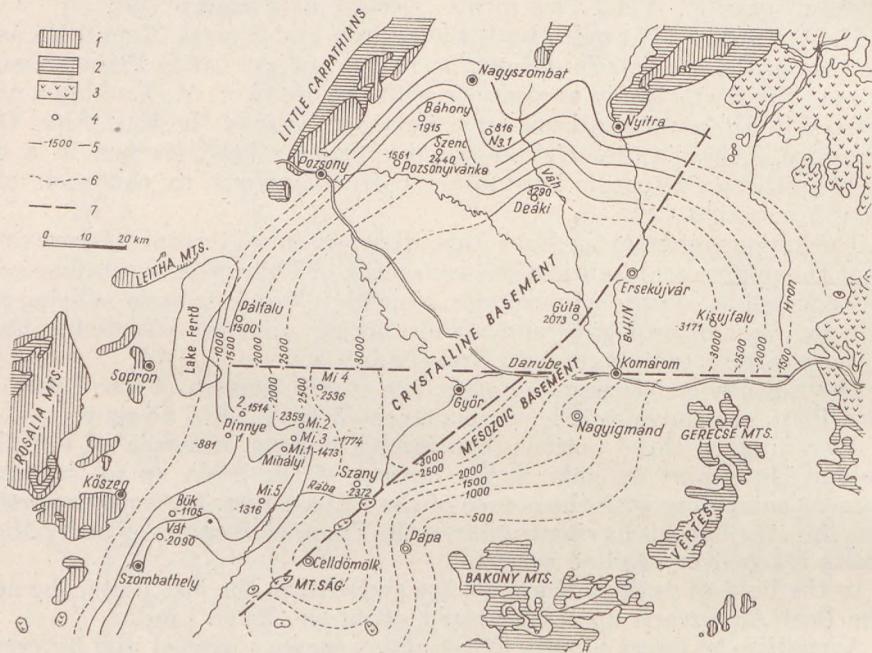


Fig. 5. The pre-Tertiary basement of the Little Hungarian Plain after L. Kőrössi
 Symbols: 1. Early Palaeozoic above-surface, 2. Pre-Tertiary deposits, 3. Neozoic volcanics, 4. Deep well, 5. Surface of pre-Tertiary basement as revealed by deep wells, 6. The same, as suggested by geophysical measurements, 7. Structural lines in the interior of the basin.

The result of the deep reflection measurements carried out in the latest years in the Carpathian Basins led to the result [12] that in the central zone of the Carpathian Basins, characterized by high gravity anomalies, the crust is considerably thinner than the European average. This result was also described in a paper by B. B a l k a y (30).

Table I. presents the results of 9 deep reflection measurements made in Hungary with the purpose of determining the structure of the Earth's crust. According to these, in this zone of regional gravity highs the Conrad interface is in a depth of 19.2 km, the Mohorovičić interface in a depth of 23.6 km. The probable error of the depth of the Mohorovičić interface, as calculated by B. B a l k a y from the data of 5 stations, amounts to 2.24 km [13].

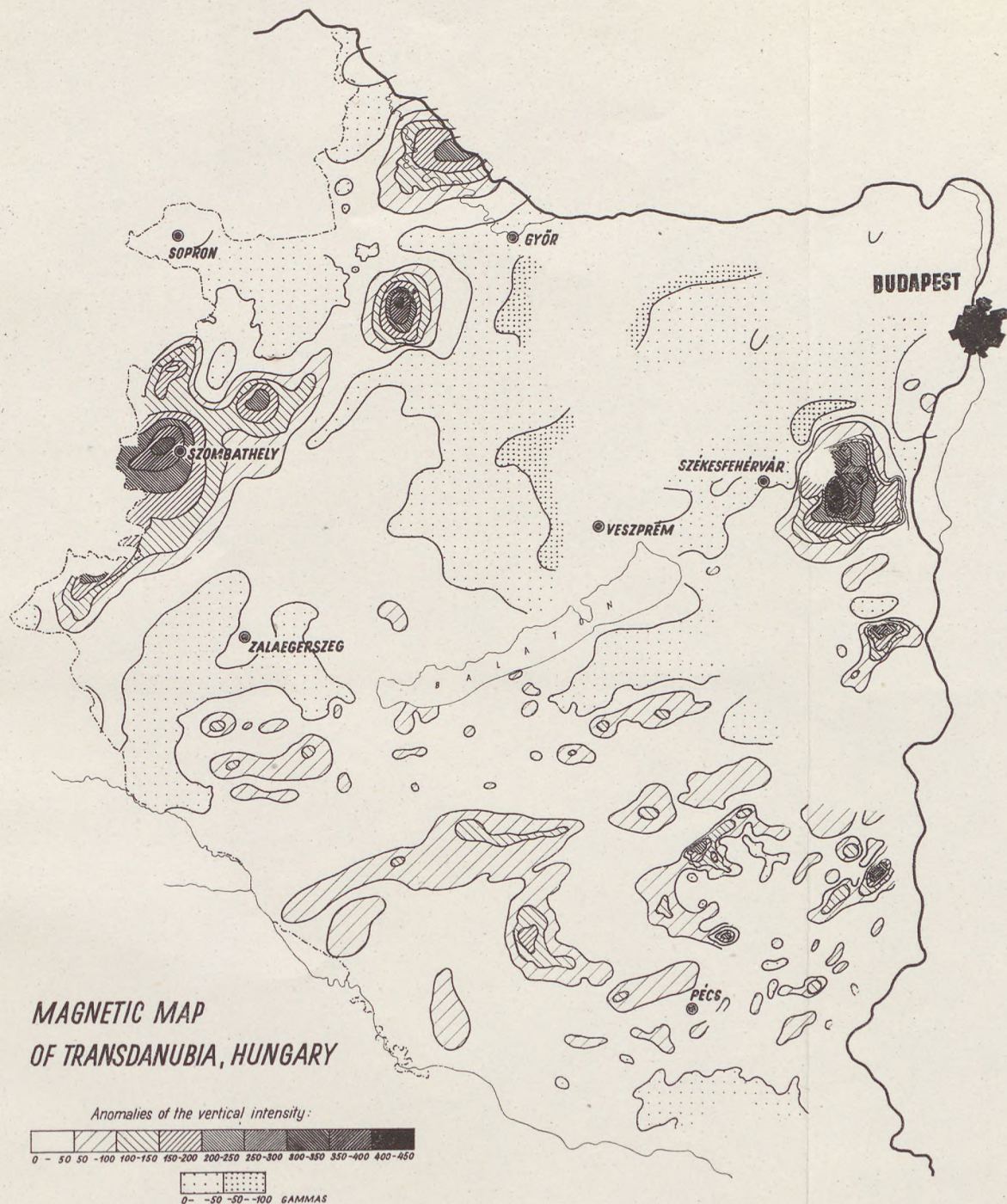


Fig. 6. Anomalies of the vertical component of the geomagnetic field in Transdanubia. Constructed by V. Scheffer in 1948 from measurements by V. Scheffer, K. Kántás and M. Kretzoi - The anomalies were referred to the base station Zalaegerszeg of the ancient Hungarian-American Oil Company (long. $48^{\circ} 51.1'$, lat. $34^{\circ} 28.8'$ east of Ferro), and reduced to the epoch 1941.5. - The number of the stations occupied in Transdanubia was 16.809, the spacing of the geomagnetic isoanoms is 50 gamma.

Table I.

Results of the deep reflections for crustal investigation in Hungary. After J. Gálfi and L. Stegena

Serial	Locality of measurement	Travel-time		Depth below surface	
		Conrad	Mohorovičić	Conrad	Mohorovičić
		interface (sec)		interface (km)	
1.	Sopron	6.82	7.83	16.3	19.7
2.	Debrecen	7.45	8.62	19.2	23.2
3.	Karád	7.78	—	20.8	25.2*
4.	Pécs	7.57	9.25	21.5	27.2
5.	Bonyhád	7.52	9.62	19.1	25.9
6.	Putnok	7.45	8.55	18.8	22.6
7.	Szerencs	7.25	8.76	18.2	23.2
8.	Szolnok	8.28	9.54	20.2	24.5
9.	Tótkomlós	7.30	8.30	18.8	22.3
	Average			19.2	23.6

In Fig. 7., constructed by Gálfi and Stegena, sketch of the structure of the Hungarian part of the Earth's crust is given to the right of the columns representing the results of the individual measurements, as given by the data of the table, there is a computed average column for Hungary. The next column is that of an experimental deep refraction profile shot in the Hungarian Basin [14]. This is practically identical with the deep reflexion results.

The last column of the figure shows the results of a crustal structure analysis of the recordings of the Dunaharaszti earthquake 12. January, 1956 [15].

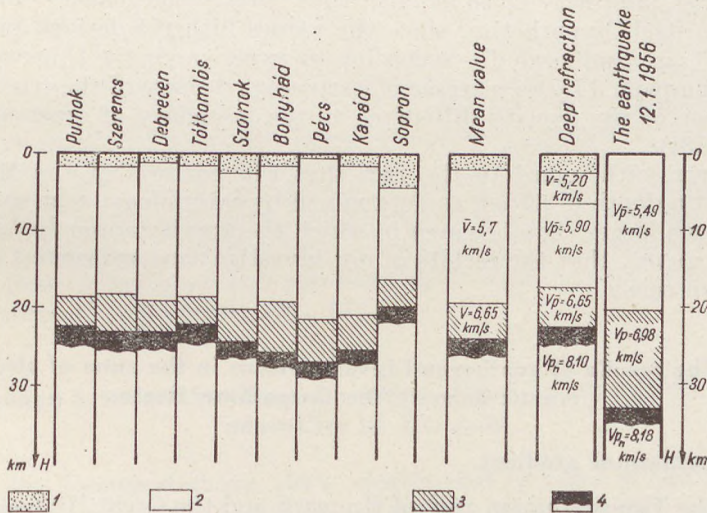


Fig. 7. The structure of the Earth's crust beneath Hungary according to J. Gálfi and L. Stegena.

To evaluate the earthquake, the authors have utilized the recordings of the observatories Budapest, Kecskemét, Kalocsa, Szeged, Beograd, Câmpulung, Bacău, Jasi, Zagreb, Hurbanovo, Wien and Jena. The crustal thickness data obtained, referring to an area larger than the Carpathian Basin, are as follows: the granitic crust beneath the sediments reaches down to a depth of 20.2 km, the gabbro layer to a depth of 33 kilometres.

Considering this latter value of the depth of the Mohorovičić interface as an average for the Carpathian basins, it can be stated that in the central part of the Hungarian Basin, corresponding to the regional gravity high the crust is thinner by some 9.4 kilometres than in the surrounding areas.

This result furnished by deep seismics and seismology is in a qualitative agreement with the indications of the gravity pattern.

A quantitative analysis of the results reveals the following.

Taking as a basis the amount of crustal thinning furnished by deep seismics and seismology and a density jump of 0.3 cgs at the Mohorovičić interface, we get instead of the actual gravity difference of about 30 mgal a difference of about 131 mgal.

From the observed values of crustal thinning and from the actual gravity anomalies the density jump at the Mohorovičić interface may be calculated at about 0.1 cgs.

Considering that the surface density in the belt of considerable thickness of the Alpine-Carpathian nappe system exceeds by far the density of the basin filling of the Hungarian Basin, we may apply an appropriate geological correction. This so-called surface effect may amount to about 50 mgal, as was stated already by L. T a n n i in his paper concerning the isostatic structure of the crust beneath the Carpathian region [16].

Taking into consideration the surface effect, the effective density difference at the Mohorovičić interface is found to be about 0.2 cgs.

We must, however, consider also that, firstly the density difference of 0.3 cgs is in itself hypothetical since the values hitherto derived ranged from 0.24 to 0.45 cgs, and secondly according to experiences the thickening of the crust is accompanied by an increase of its average density of the crust, resulting in a decrease of the density difference at the boundary of crust and mantle [17] and [18]).

Moreover, with regard to the fact that the position of the Mohorovičić interface, at a depth of 33 km as determined by seismology, is an average over a region much larger than the area in which the gravity anomalies were considered, we can say that the results of our investigations are correct also in the quantitative sense.

III. The results of geothermal investigations in the zone of elevated mantle beneath the Carpathian Basins

The geothermal gradient.

Both the Transdanubian part of Hungary and the Great Hungarian Plains we are known long ago to be characterized by rather small values of the geothermal reciprocal gradient. In his latest comprehensive paper, T. B o l d i z s á r

presents the results of accurate measurements performed in 71 Hungarian deep wells [19], which gave a country-wide average of 18,7 metres per degree centigrade.

Lately, L. B é l t e k y derived from 114 deep wells evenly distributed in the country an average of 18.1 metres per degree centigrade for the geothermal reciprocal gradient [29].

The world-wide average of the geothermal reciprocal gradient can set be at 27.5 to 35 metres per degree centigrade [20].

The terrestrial heat flow in Hungary

In a paper published in 1956, [21] T. B o l d i z s á r, on the basis of his measurements in the Zobák shaft, Mecsek Mountains, Southern Transdanubia, called attention to the above-average value of the terrestrial heat flow in Hungary.

In his thesis „*The geothermal relations of the Great Hungarian Plains*” [22], presented in 1958, L. S t e g e n a having evaluated the old data of J. S ü m e g h y and having determined the thermal conductivity of some 25 Hungarian rocks, reached the conclusion that the value of the mean heat flow over the great Hungarian Plains does not exceed seriously the world-wide average.

By further, more accurate measurements, T. B o l d i z s á r confirmed [23] his former statement that the terrestrial heat flow in the Great Hungarian Plains is at least 1.2 to $2.0 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec, or above, and that its most probable mean value is $2,4 \cdot 10^{-6}$ cal/cm² sec.

(The world-wide average can be assumed in the present state of research at about 1.0 to $1.2 \cdot 10^{-6}$ egs.)

As a consequence, in the beds having a thermal conductivity of 0.004 egs on the average (in a range of 0.0018 to 0.006 egs), the geothermal gradient must be between $4.5 \cdot 10^{-2}$ and $11.2 \cdot 10^{-2}$ degrees centigrade per metre. Its mean value may be set at 4.7 to $6.0 \cdot 10^{-6}$ degrees centigrade per metre. Since the thermal conductivity of the Tertiary deposits overlying the basement in 1000 to 3000 metres thickness is quite normal, the geothermal gradient must be due to a relatively high terrestrial heat flow.

The reason why the terrestrial heat flow in the Great Hungarian Plains is almost twice the world-wide average has not been accounted for as yet.

In his latest paper, B. B a l k a y acknowledges the highness of the terrestrial heat flow in Hungary and attributes it to local tectonic sources, and to a slower cooling, respectively (31, 32).

The connection between the elevated position of the mantle and the geothermal anomalies of Hungary

The facts discussed above show clearly that the area of the crustal thinning, indicated by gravity as well as by seismic measurements, is at the same time also a zone of geothermal anomalies in which the geothermal reciprocal gradient is below, and the terrestrial heat flow is above normal.

The question arises as to what causes this exceptionally great heat flow.

Since most of the heat flow measurements performed on the globe were made in oceanic areas, we must look for an explanation there.

In and around the Atlantic, E. C. Bullard and A. Day have measured in 1960 at 15 stations in the Atlantic and one in the Mediterranean. The results (25) show that while most measurements have furnished normal values, exceptionally high heat flow was established in the region of the Mid-Atlantic Ridge, with $6,52 \text{ microcal/cm}^2 \text{ sec}$, while the mean value was $1.8 \text{ microcal/cm}^2 \text{ sec}$.

The measurements at 25 points of the Pacific (26) gave similar results. Whereas the mean value of the heat flow in the Pacific was found to be $1.53 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$, on the Pacific Ridge, the Albatros Plateau, the high value of $5.25 \cdot 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \text{ sec}$ was measured.

In the previous chapters we have shown that the so-called Eastern Continent under the Carpathian Basin, is a ridge, along which the deeper parts of the Earth's crust rise nearer to the surface. It is probable that the high values of the terrestrial heat flow are, here as well as in the oceans, connected with the ridge.

IV. The region of the "Baltopodolian ranges"

A tectonical analysis of the geophysical investigations in this region was likewise given in my paper [1].

I have termed the geological feature, corresponding to the most marked, most striking gravity high of the map of gravity anomalies, the "anticlinorium of the Sudetids".

This geological feature of geotectonical import runs from the northwestern margin of our gravity anomaly map through the "West Mecklenburg Massif" or "Pompecky's Palaeozoic Swell" and through the so-called "Subsudetie Wall" towards the basement high called the "Silesian-Cracovian Wall" by Olewicz [27] and traverses the Northeastern Carpathians.

Within the frame of the Carpathians it comprises the "Bereg-Szatmár massif" and continues in its original strike towards the southeast, where in the background of the Eastern Carpathians, it traverses the Transylvanian region beneath the eastern part of the Neogene basin [28].

The Sudetid anticlinorium is separated from the Synclinorium of the Sudetid Foreland, situated east of the anticlinorium, by a sudden jump of gravity anomalies, traversing almost the whole of Europe in a NW-SE strike, characterized by a relative change of 30 to 100 mgal. This is the "marginal fault of the Sudetids". The gravity high of great extension corresponding to the Swietokrzyski Mountains of Poland, is separated by this synclinorium from the Sudetid Anticlinorium. This is clearly illustrated by Z. R. Olewicz's geological profile through the Northern Carpathians and the Masowian massif reproduced as Fig. 8.

It is well known that, according to a geologically sustained hypothesis, the area of the Northeastern Carpathians was once connected with the Dobrogea region by a subsurface Palaeozoic range. The geophysical features of this region suggest that the subsurface Palaeozoic range starting in the Dobrogea and running towards the northwest is not to be identified with the Swietokrzyski Mountains but with the Sudetid Anticlinorium.

This paper dealt with some of the principal regional geophysical problems of the Carpathian Basins. It was found that the region of relatively thin crust and the surrounding Alpine-Carpathian nappe systems are clearly reflected by the regional gravity anomaly pattern and by the crustal thickness data furnished by deep seismics and seismology as well as by the pattern of geothermal anomalies.

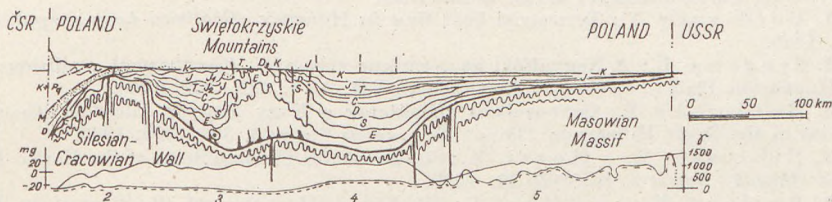


Fig. 8. Geological profile from the Northern Carpathians to the Masowian Massif. After Z. R. Olewicz.

The paper further dealt briefly with some conclusions concerning the "Balto-Podolian ranges", with regard to the geotectonical significance of the same.

REFERENCES CITED

1. Scheffer V.: Some Contributions to the Geophysical Knowledge of the Carpathian Basins. *Acta Technica*. **XXX**. 3-4. 423-461. 1960.
2. Pompecky, I. F.: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im Ostmediterranen Jura Gebiete. *Z. Deutsch. Geol. Ges.* **XLIV**. 762. 1897.
3. Prinz Gy: Magyarország földrajza. (The geography of Hungary). Budapest, 1942.
4. Tollmann, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. *Mitt. der Ges. der Geol. und Bergbaustudenten in Wien*. **10**. 3-62. Wien 1959.
5. Mahel, M.: A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. (A new subdivision of the Mesozoic of the Central Carpathians and its geohistorical evolution). *M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve* **XLIX**. 1. 33-54. 1961.
6. Tollmann, A.: See 4.
7. Vadász E.: Magyarország földtana. 2. kiadás. (The geology of Hungary 2nd edition). Budapest, 1960.
8. Vendel M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. *Mitt. der Geol. Ges.* **51**. 281-293. 1958. Wien
9. Tollmann, A.: See 4.
10. Körössy L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. (Contributions to the subsurface geology of the Little Hungarian Plain). *Földtani Közöny* **88**. 3. 291-298. 1958.
11. Scheffer V. und Kántás K.: Regionale Geophysik von Transdanubien. *Acta Technica*. **I**. 2. 83-105 et **III**. 1-2. 1952 and 1953.
12. Gálfi J. and Stegena L.: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica* **III**. 41-49. 1960.
13. Balkay B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. (Crustal structure below Hungary). *Geofizikai Közlemények*. **IX**. 1-2. 5-21. 1960.
14. Gálfi J. és Pálos M.: Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar Medencében. (Refraction profile for earthcrust research in the Hungarian Basin). *Geofizikai Közlemények*. **8**. 177-187. 1959.
15. Bisztricsány E. - Csomor D.: Az 1956. január 12-i földrengés és a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében. (The earthquake of Jan. 12. 1956 and the structure of the Earth's crust in the Hungarian Basin). *Geofizikai Közlemények* **6**. 37-45. 1957.

16. T a n n i, L.: On the isostatic structure of the Earth's crust in the Carpathian Countries and the related phenomena. *Annales Acad. Sc. Fennicae. Ser. A. III.* Helsinki 1942.
17. A n d r e j e v, B. A.: Relation between structural relief and gravity anomalies for the case of some density layer boundaries. *Doklady Akad. Nauk. SSSR.* **124.** 311–313. 1959.
18. W o o l l a r d, G. P.: Crustal structure from Gravity and Seismic Measurements. *Journal of Geophysical Research* **64.** 1521–1544. 1959.
19. B o l d i z s á r T.: Bányászati kézikönyv **III.** (Mining Handbook). Budapest 1962.
20. S c h ö s s l e r, K. und S c h w a r z l o s e, J. Geophysikalische Wärmeflussmessungen. *Freiberger Forschungshefte* **C. 75.** Berlin 1959.
21. B o l d i z s á r T.: Terrestrial heat flow in Hungary. *Geofisica pura e applicata* **34.** 66–70. 1956.
22. S t e g e n a L.: A Nagyalföld geotermikus viszonyai. (Geothermal conditions in the Great Hungarian Plains.) *Geofizikai Közlemények* **VII.** 3–4. 229–238. 1958.
23. B o l d i z s á r T.: Geotermikus vizsgálatok a Nagy Magyar Alföldön. (Geothermal conditions in the Great Hungarian Plains). *Bányászati Lapok* **5.** 306–309. 1960.
24. R i k i t a k e, E. – H o r a i, K.: Studies of the Thermal State of the Earth. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* **38.** 1960.
25. B u l l a r d, E. C. and D a y, A.: The Flow of Heat through the Floor of the Atlantic Ocean. *Geophysical Journal* **4.** 282–292. 1961.
26. B u l l a r d, E. C. – M a x w e l l, A. E. and R e v e l l e, R.: Heat Flow trough the Deep Sea Floor. *Advances in Geophysics* **3.** 153–181. 1956.
27. O l e w i c z, Z. R.: Baseny sedymentacyjne i strukturalne ziem Polski. *Prace Instytutu Naftowego*, Katowice, 1959.
28. S c h e f f e r V.: Az erdélyi ősmasszívum problémája. (Das Problem des Siebenbürgischen Urmassivs). *Geofizikai Közlemények* **VII.** 3–4. 209–227. 1958.
29. B é l t e k y L.: Adatok a hazai geotermikus vizsgálatokhoz. Kézirat. (Contributions to geothermal research in Hungary. *Manuscript.*) Budapest. 1961.
30. B a l k a y B.: Crustal structure below Hungary. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica* **II.** 3–13. 1959.
31. B a l k a y B.: On the neozoic magma tectonics of Hungary. *Acta Geologica* **VII.** 1–2. 162– . 1961.
32. B a l k a y B.: The tectonics of the Cenozoic volcanism in Hungary. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica* **III.** 7–14. 1960.

ÜBER DIE GRUNDPRINZIPIEN EINER ZEITGEMÄSSEN SYSTEMATIK DES MINERALREICHS.

I. TEIL

K. I. SZTRÓKAY

Mineralogisches Institut, Eötvös Universität, Budapest.
(Eingegangen dem 14. September, 1961)

ZUSAMMENFASSUNG

Die Anreicherung der mineralogischen Kenntnisse führte zur Erweiterung der Prinzipien der Systematik. Zur Ausgestaltung eines modernen Systems erweisen sich komplexe Grundprinzipien als am zweckmässigsten. Solche ergeben sich aus der Verknüpfung der geochemischen und kristalchemischen Forschungsergebnisse. Die rationelle Grundlage ist das Anionenprinzip der Geochemie; daraus ausgehend soll das System vor allem die Ionisierung bzw. den Grad der Ionisation, den wachsenden Anteil der Anionen ausdrücken. Der Grad der Ionisierung, die Regelmässigkeit, auf welcher die Reihenfolge der Mineralausscheidungen beruht, kann auch numerisch recht gut erfasst werden. Durch das wachsende Verhältnis der Anionen nehmen die Abstände der Atomkerne zu, folglich muss auch das Molarvolum zunehmen. Das Volum der elementaren Gitterzelle lässt sich mit dem Raumannspruch der in der Zelle befindlichen, Atome der Zahl Z vergleichen. Die kubische Berechnungsart kann dabei fortfallen, und man kann ganz einfach das Molvolum (Mv) in Grammatomwerten den Radii von $\text{cm} \cdot 10^{-8}$ Grössenordnung gegenüberstellen. Der neue Verhältniswert – Molvolum durch Summe der Radii der in der Verbindung teilnehmenden Atome – ist selbstredend ein empfindlicher Kennwert der Veränderungen der Packung, sowie der Veränderung des Verhältnisses der Anionen infolge der Zunahme des Ionisationsgrades. Er ist folglich geeignet zur Näherung der Ausscheidungsfolge einer Mineralvergesellschaftung und ein nützlicher Wegweiser der Systematisierung.

* * *

Einleitung

Die Kenntnis der mannigfaltigen kristallinen Verbindungen die in der Natur vorkommen, ist ein umfangreiches Feld menschlichen Wissens. Eine Übersicht über diesen Gegenstand und die notwendige Festhaltung dieses Wissens kann nur durch eine geeignete Ordnung und Gruppierung der Kenntnisse, d. h. durch eine zweckmässige Systematisierung erreicht werden. Die Systematik erfuhr im Laufe der Entwicklung der Mineralogie, der Gewinnung Kenntnisse und ihrer Bewertung eine mehrstufige Entwicklung. In der letzter Phase dieser Entwicklung, als der Mensch mittels seiner modernen Geräte einen immer tieferen Einblick in die Gesetze der Physik fester Körper und deren Aufbauung gewann, und immer gründlicher die chemischen, genetischen und strukturellen Wechselwirkungen erkannte, derenzufolge das Mineral als kristalline Phase entsteht, kamen auch in unserer wissenschaftlichen Anschauungsweise tiefgreifende Veränderungen zustande. Anstätt der beschreibenden und angabensammelnden Tätigkeit der früheren Wissenschaft stellt

sich uns heute die Deutung der genetischen Prozesse, die Erforschung der Zusammenhänge als Ziel. Dementsprechend haben sich auch die Grundprinzipien, auf welche die Systematik bauen muss, allmählich modifiziert bzw. erweitert, denn nur in dieser Weise kann das Bild, in dessen Rahmen alle natürlichen Verbindungen mitsamt ihrer genetischer und chemischer Zusammenhänge eingefügt werden sollen, übersichtlicher gestaltet werden. Mit anderen Worten, hat die Entwicklung dahingeführt, dass nunmehr eine Systematik nur auf komplexen Grundlagen denkbar ist. Es sind möglichst breitrahmige synthetische Grundprinzipien erforderlich, um sowohl die grosszügigen Zusammenhänge, als auch die engeren „verwandschaftlichen“ Verknüpfungen entsprechend darstellen zu können.

In dieser Hinsicht kommt der Geochemie, die sich in den letzten Jahrzehnten zu einer umfassenden pragmatischen Wissenschaft der ganzen Erde entfaltet, eine wegweisende Rolle zu. Die Geochemie beruht auf einer breiten Grundlage mineralogischer Kenntnisse, nimmt in der Erforschung der kausalen Zusammenhänge der stofflichen Welt einen wichtigen Platz ein, und trägt bedeutend zur Erkenntnis und Klärung von Zusammenhängen höherer Ordnung bei. Die Verflechtung dieser Wissenschaften erfordert es, dass das System der Minerale sich einfügt in jene dynamische Übersicht, die die Geochemie über die stoffliche Aufbauung der Erde und deren Veränderungen uns vorzeichnet. — Der zweite entscheidende Faktor ist die Gesamtheit, der von der Kristallchemie umfassten Kenntnisse. Da die stoffliche Aufbauung und die Struktur einer mineralischen Substanz die primären Träger ihrer kennzeichnenden chemischen, physikalischen und morphologischen Eigenschaften sind, ist der zweite Grundpfeiler der zeitgemässen Systematik die Kristallchemie im weiteren Sinne. Wenn wir also sowohl die immer reichlicheren Wegweisungen der Geochemie, als auch die Ergebnisse der Kristallchemie vor Augen halten, so können wir das Kriterium anstreben, dass die Systematik in ihren Einzelheiten und als ganzes die natürliche, den strukturellen und materiellen Gegebenheiten entsprechende Reihenfolge der Minerale zum Ausdruck bringen soll. Das kann, wie durch frühere Bestrebungen bzw. Lösungen bewiesen, weder auf einer rein chemischen, noch auf einer streng und daher doch etwas zu starr genetischen Grundlage erreicht werden. Im wesentlichen kann daher der Weg, auf welchem die zeitgemässe mineralogische Systematik und Synthese am besten angenähert werden kann in einer entsprechenden Vereinigung der bisherigen Tendenzen angegeben werden.

Die soeben erwähnte Suche nach komplexen Grundlagen, sowie die Verknüpfung geochemischer und kristallchemischer Kenntnisse hat bedeutende Vorfahren und Wegweiser zu vermerken. Als ein bescheidener Versuch in dieser Richtung kann die Gliederung kurzgefassten Lehrbuch von W. Schmidt und E. B a i e r (1935) angesprochen werden. Obzwar diese keinesfalls als ein nach wohlbedachten Richtlinien entwickeltes System angesehen werden kann, richtet sie sich doch bereits nach neuen Gesichtspunkten, besonders was die Gruppierung und Einfügung der Oxyd-Hydroxyde und auch die Reihenfolge der „Salze der Oxy Säuren“ und die beigegebene kristallchemische Begründung anbelangt, welche allen übrigen, zur gleichen Zeit erschienenen Systematisierungen wesentlich voreilten.

Gleichfalls nach neuen und zeitgemässen Grundprinzipien hat E. S z á d e c z y - K a r d o s s das System des Mineralreichs in seinem 1950 auf unga-

rische Sprache erschienenen Lehrbrief-Manuskript umgearbeitet. Seine Zusammenstellung war eher eine Skizze, die notwendigerweise auf eine eingehendere Begründung oder Erklärung verzichten musste, enthielt jedoch auch schon in dieser Form Wegweisungen, besonders die Aufstellung und Gliederung der Klassen, betreffend die zu meiner eigenen Arbeit eine willkommene Hilfe leisteten.

Ich möchte hier eine Mitteilung von I. Kostow (8) erwähnen, — welche ich zwar nur nachträglich zur Kenntnis nahm — in welcher dieser Verfasser 1954 gleichfalls die zeitgemässe Anwendung der vereinten geochemischen und kristallchemischen Grundprinzipien behandelte, auch die von ihm vorgeschlagene Klassifikation ist in manchen Zügen mit dem meinen verwandt. Jedoch bestehen im Grundgerüst sowie in Art und Einzelheiten der Systematik schon recht wesentliche Unterschiede.

Obwohl hier kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben wird, soll doch die 1953 aufgestellte Einteilung von D. P. Grigorjew und N. A. Smolianinow erwähnt werden, welche die folgenden Hauptklassen angibt: *A. Elemente, B. Schwefelhaltige (Sulfid) Verbindungen, C. Oxygenhaltige Verbindungen, D. Fluorhaltige Verbindungen, E. Chloride, K. Mineralische Brennstoffe.* Hierin sind zwei Gesichtspunkte bemerkenswert. Der eine ist das System der oxygenhaltigen Minerale innerhalb der Hauptgruppe C (Oxyde, Silikate, Phosphate, Wolframate, Molybdate, Chromate, Sulfate, Borate, Karbonate, Nitrate); der andere ist die Verlegung der Chloride nach hinten. Beide drücken ein Streben nach Modernität aus.

Bevor wir unsere neue Grundprinzipien und die Abänderungen der bisherigen Systematik besprechen wollten, möchten wir auch auf das aktuelle Problem des Begriffes der Mineralart hinweisen. Die grundlegende Einheit der Systematik ist die Art oder Species: deren Abgrenzung, bzw. die Definition ihrer Selbständigkeit übt einen wesentlichen Einfluss auf die ganze Struktur des Systems aus und kann eine entsprechende Abänderung desselben erfordern. Mit diesem Problem habe ich mich in einem früheren Aufsatz (19) eingehender befasst.

2. Die Grundzüge des Systems

Eine der neuartigen Bestrebungen der vorangehenden Systeme ging auf die Einführung der sog. genetischen Grundgliederung hinaus. Die Vorläufer dieser Idee waren, nach der Initiative von A. de Lapparent (1884), Linck-Jung (1935) und Angel-Scharizer (1932). Gleichsam als Fortsetzung des letzteren Systems kam ein der modernsten genetischen System zustande, dasjenige von F. Machatschki, mitgeteilt 1953 im Werke „Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage“. Ohne um auf eine eingehendere Analyse dieses Systems einzugehen wollen, möchte ich nur hervorheben, dass es bedeutende didaktische Vorteile hat, u. a. die Vermeidung einer jeden Gebundenheit, indem allein die genetische Reihenfolge dargestellt wird. Jedoch führt dieser Umstand in den Einzelheiten zu zahlreichen Inkonssequenzen und zur Vernachlässigung wichtiger kristallchemischer Zusammenhänge. Ein weiteres Kennzeichen dieser Lösung ist, dass trotz allem Bestreben auf „Natürlichkeit“ dieses rein genetische System nicht umfassend genug ist,

da es eine die ganze Erde als materielle Einheit überblickende Anschauung vermisst. Der Verfasser setzte sich eben nur die oberflächlichen, oder wenigstens oberflächennahen Gesteins- und Mineralvergesellschaftungen und die Verfolgung deren Schicksale zum Ziel. Es blieb also aus der Erörterung die Verteilung der Elemente auf der Erde fort, sowie auch die Vorführung der wichtigeren Gesetze der Geochemie; auch die Beziehungen zwischen Kristallchemie und Geochemie sind nicht genügend betont worden.

In den soeben geschilderten Gedankengängen habe ich gleichzeitig all die wesentlichen Forderungen umrissen, die als Grundprinzipien vor mir schwebten, als ich im ersten Schritt das Gerüst des neuen Systems zu konstruieren anfang.

Es scheint mir am vorteilhaftesten, diesen Ziel unter Beibehaltung der schon von altersher üblichen systematischen (Anionen-)Klassen anzunähern. Diese umzuwerfen ist schon deshalb unbegründet, weil sie nach meinen diesbezüglichen Untersuchungen durch keine gleichwertigen eindeutigen Kategorien ersetzt werden können, zumal die geochemischen Forschungen doch bewiesen haben, dass unsere ganze Anschauung eben die Rolle der Anionen als Grundlage wählen muss. Wir wollen uns hier auf die Gültigkeit der Ionisations- und Valenzregel berufen (17) sowie darauf, dass in Abhängigkeit von derselben die Bildung geordneter Gitterstrukturen in erster Reihe auf der grossen Elektronenaustauschfähigkeit der Anionen – vor allem von Sauerstoff und Schwefel – und an ihrer damit verbundenen grossen Volumveränderlichkeit beruht. Folglich wird in einem gegebenen Temperatur- und Druckintervall der Anionengehalt des Systems durch den Ionisationsgrad letzteres jedoch durch den erzwungenen Elektronenaustausch bestimmt. Folglich werden die im festen Aggregatzustand befindlichen Elementarvergesellschaftungen der Geophasen nicht durch die Kationen bestimmt, sondern vielmehr durch deren Ionisation, was jedoch durchwegs von der Art der zugegenen Anionen abhängt. Die Gültigkeit dieser grundlegenden Gesetzmässigkeit habe ich bereits früher durch die kristallchemischen Behauptung formuliert, dass das Grundskelett der Kristallstruktur und der Hauptträger der mineralischen Eigenschaften eben das Anionengerüst ist.

Die Kristallstrukturen sind in der Mehrzahl ionische (oder überwiegend ionische) Verbindungen, und die Eigenarten dieser Strukturen sind in erster Reihe von der Stabilität und Packung des Anionengerüsts abhängig. In dieser Beziehung hat das Kation eine ausgesprochen zweitrangige Rolle. Sein Austausch geht, sowohl qualitativ als auch quantitativ – in Anpassung auf die Hohlräume eines gegebenen Anionengerüsts – gitterenergetisch recht leicht vor sich; die derartigen Austauscherscheinungen sind ziemlich allgemein. Alldas lässt sich auch so ausdrücken, dass der Kationengehalt viel eher ein Ausdruck der Konzentrationsverhältnisse der gegebenen Geophase ist als ein bestimmender Faktor der Gitterstruktur.*

Ich habe bereits in einem früheren Aufsatz dargelegt (19), dass in einer zeitgemässen Anschauung der Gittertyp als kennzeichnendes Merkmal der Mineralart angesehen werden soll. Durch die obigen Ausführungen wird diese

* Diese kristallchemisch-genetische Wertung wird nicht berührt durch die Stellungnahme von H. S c h n e i d e r h ö h n (15), wer die Rolle der chemischen Konzentrationen ausschliesslich auf die postmagmatische (pneumatolytische und hydrothermale) Phasen zu beschränken wünscht.

Auffassung noch weitergehend bekräftigt, da gittertopologisch der Gittertyp ja nichts anderes ist, als eine gegebene geometrische Variante der Anionenpackung. (In dieser Anschauung spielen nun die Kationen nur in der Zustandsbringung oder Unterscheidung etwaiger Untertypen eine Rolle.) So erhalten die grössten und die kleinsten Bausteine des Systems eine gemeinsame Basis, die seit langem übliche Grundgliederung sich verschmilzt in Einklang mit der neuen Definition der Mineralart in eine einheitliche Anschauung, derart dass dadurch das „Anionenprinzip“ zur rationalen Grundlage unserer ganzen Systematik wird.

3. Die Reihenfolge der systematischen Haupt-Kategorien

Wir müssen die Phänomene der Mineralbildung und ihre Verknüpfung in eine womöglich einheitlich gerichtete Reihenfolge ordnen. Die ineinander verflochtenen Phasen, die verschiedenen Stufen der Bildungsumstände und Vergesellschaftungen, stellen je ein Motiv der Entwicklung dar. Folglich soll die Systematik vor allem eine solche grundlegende Gliederung verfolgen, die diese Bildungsstufen erfasst und über eine allgemeine Übersicht hinaus auch zur Darstellung der geochemisch-kristallchemischen Beziehungen als Grundlage dienen kann.

Die geochemische Rahmenregel der Mineralgenese ist durch E. Sz á - d e c z k y - K a r d o s s (17) im folgenden formuliert worden: „Die Erde ist ein System mit nach aussen hin zunehmender Ionisation, dessen einzelne Geosphären bzw. Geophasen unter den gegebenen Ionisationszuständen der durch die minimale freie Energie ausgezeichneten chemischen und mineralischen Zusammensetzung zustreben“. Folglich stellt die Verkettung der unter der Wechselwirkung aller geochemischer Faktoren entstehenden Elementar bzw. Mineralassoziationen ein System dar, in welchem von den nicht-ionischen Elementenverknüpfungen (Nullzustand) ausgehend Bindungen von immer grösserem Ionisationsgrad vorkommen. In den derart entstehenden Paragenesen nimmt der Anteil der Anionen ständig zu, bis er allmählich die Oberhand erlangt. Nach den anfänglichen metallischen (bzw. kovalenten) Verbindungen treten auf der Stufe geringerer Ionisation zuerst halbmetallische Bindungen auf, dann werden im immer kräftiger ionisierten System die ausgesprochen heteropolaren Bindungen vorherrschend. Demzufolge kommt es immer häufiger zur Verbindung voneinander verschiedener, ja endlich sogar schroff gegensätzlicher Elemente in Kristallgittern, d. h. zur Bildung extrem ionischer (salzartiger) Minerale.

Die aufgezeichnete Rahmenregel, die im wesentlichen die Quintessenz geochemischer Geschehnisse darstellt, drückt im Grunde genommen dasselbe aus, wie das weiter oben erwähnte allgemeine Anionenprinzip, jedoch kommt in der einen die eher statische kristallchemische Anschauungsweise als Prinzip der Mineralkategorien und ihrer Beziehungen zum Ausdruck, wogegen das andere in der Ausdrucksweise der mehr dynamischen Geochemie auch die Reihenfolge der Minerale angibt und dadurch zum eindeutigen Wegweiser der systematischen Grundeinteilung wird.

Wenn wir daher – nach einigen modifizierenden Grenzziehungen – das Grundgefüge des Systems auf die bisherigen, in den chemischen Systemen ange-

wandten Mineralklassen unter Anpassung an die soeben besprochenen Richtlinien aufbauen, ergibt sich die folgende Reihenfolge der Klassen: *I. Gediogene Elemente, II. Sulfide und verwandte Verbindungen, III. Oxyde, IV. Silikate, V. Phosphate und Arsenate, VI. Sulfate und verwandte Verbindungen, VII. Borate, Karbonate und Nitrate, VIII. Halogenide.* Folglich stehen an den beiden Endpunkten des Rückgrates des neuen Systems einerseits die elementaren metallischen Strukturen, andererseits die Haloidsalze extrem ionischer Bindung, beide mit isodesmischen Gittern. Dazwischen folgen

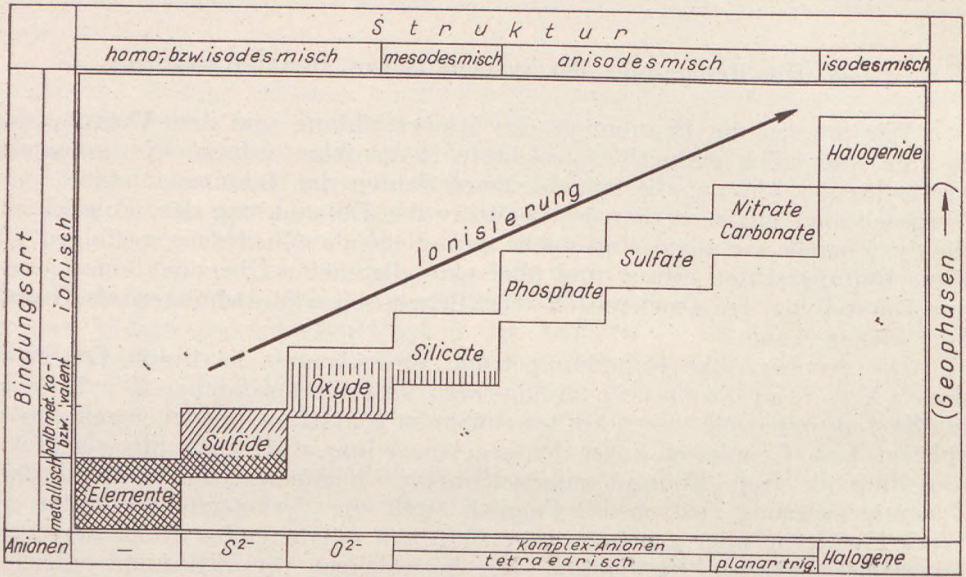


Fig. 1.

nach dem besprochenen Prinzip die Sulfide und Oxyde, dann nach der Reihenfolge zunehmender Ionisation die Klassen komplexer Anionen, SiO₄, PO₄, SO₄, CO₃, NO₃. (Endlich haben wir als IX. Klasse — in vollkommenem Einklang mit den obigen Ausführungen — die im Mineralreich vorkommenden organischen Verbindungen).

Auf unserer Abbildung (Fig. 1). bezweckt die stufenartige Reihenfolge der Klassen in erster Reihe die Darstellung der zunehmenden Ionisation und der davon abhängigen Veränderungen des Bindungstyps. Selbstredend kann diese Abhängigkeit nur annähernd angedeutet werden. Die Zeichnung dient eher nur als Übersichtsskizze zu den späteren Ausführungen.

4. Die Einführung des Begriffes Volumquotient und seine Anwendung zur zahlenmässigen Erfassung der Bildungsfolge

Die exakte Deutung der Reihenfolge der Mineralausscheidungen, eins der Hauptprobleme der theoretischen Geochemie, ist trotz allem Fortschritt auf diesem Gebiet bislang noch nicht völlig gelöst. Die in der Natur vorkommenden (besonders die komplexeren) Verbindungen sind nicht nur gitterenergetisch

schwer zu erfassen, es ist auch die Klärung ihrer natürlichen Bildungsweise, das heisst, die Erkenntnis der verwickelten Wechselwirkungen, die im jeweiligen paragenetischen Komplex auftreten, zur Zeit noch mit Schwierigkeiten behaftet, sodass man die Gesetzmässigkeiten der Bildung nur annähernd (bzw. qualitativ) herauschälen kann. Die Erfahrung gibt besonders über die Ablaufsrichtung gewisser Reaktionen Auskunft. Wir wollen hier die Untersuchungen von Kapustinski, Fersman, Gruner, Ahrens usw. zitieren. Unter den ungarischen Forschern soll E. Szádeczky-Kardoss erwähnt werden, wer unter Erweiterung des Begriffs der Cartledge'schen Ionenpotentiale ein System von Atom-, Ion- und Verbindungspotentialen (18) zur Deutung der Stabilität und Bildungsfolge der Minerale schuf. Hieher gehört des weiteren auch noch der Versuch von F. Leutwein und K. Doerffel. Die Berechnungsmethode von Kapustinski und Fersman umgestaltend erhielten diese Verfasser für gewisse Verbindungsreihen mit den thermodynamisch berechneten ziemlich gut vereinbare Ergebnisse.

In der Mehrzahl befassten sich diese Verfahren meistens mit heteropolaren Verbindungen, deren Gitterenergie sich mit der Bornschen Gleichung bzw. mit dem vermittelnden Verfahren von Born-Haber kontrollieren lässt. Auf Grund der vorgenommenen Berechnungen hat man auch versucht, die Bildungsfolgen von Erzparagenesen darzustellen und auch die Bowensche Reihe der magmatischen Hauptkristallisierung zu deuten.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Grundlegung eines auf die ganze Kette der Geophasen gültigen und allgemein anwendbaren gitterenergetischen Anschauung sich in einem recht fortgeschrittenen Stadium befindet, und die theoretisch-geochemische Forschung nunmehr nur die quantitative Wertung der Einzelheiten als Aufgabe vor sich hat.

Wenn daher die Mineralsystematik bei ihrer Zielsetzung alldas in Betracht zieht, sucht sie mit Berechtigung bei der Festlegung der Klassenfolge kristallchemische Kriterien anzuwenden.

Wir wollen nun unter Anwendung des genannten Anionenprinzips die Reihenfolge der systematischen Grundgliederung, sowie auch diejenige innerhalb der kleineren Kategorien kristallchemisch zahlenmässig begründen. Im Prinzip sollen nämlich in der Reihenfolge der Geophasen in Funktion der Anreicherung der Anionen auch die Gitterpunkt-(Atomkern-) Abstände zunehmen. Das kommt grob auch schon in den berechneten durchschnittlichen Wichten der Mineralklassen zum Ausdruck, indem parallel zur Anreicherung der Anionen der Einfluss der Metallionen in den Strukturen grösserer Raumansprüche sich allmählich verringert, und endlich in den extrem ionischen Nitrat- und Haloidklassen, wo bereits das Kation selber ein leichteres (und grösseres) Metall ist, die geringsten Durchschnittswichten auftreten. Alldas hat kristallchemisch zu bedeuten, dass das relative Molvolum der kristallinen Phase zunimmt, was von der Gittersymmetrie abhängig entweder eine kleinere Z -Zahl, oder verhältnismässig grosse Zellendimensionen zur Folge hat.

Dieser Zusammenhang kann aber auch mathematisch formuliert werden. Dazu gelangen wir durch die folgenden Schritte: wenn wir das Verhältnis des Zellenvolums zum Volum der in der Zelle befindlichen Atome bilden, so erhalten wir eine Zahl, die als ein Volumquotient angesprochen werden kann. Unser Volumquotient ist daher die Verhältniszahl des aus den Gitterkonstanten

berechneten Zellenvolums und des Gesamtvolums der als Kugel gedachten Atome, aus denen die Moleküle der Zahl Z bestehen.

$$Vq = \frac{a_0 \cdot b_0 \cdot c_0}{\sum r^3 \frac{4\pi}{3} Z} = \frac{3(a_0 b_0 c_0)}{\sum r^3 4\pi Z} \quad (1)$$

Ist jedoch die Zahl Z bekannt, so sind die Gitterkonstanten nicht einmal nötig, da doch

$$a_0 \cdot b_0 \cdot c_0 = Mv \cdot Z \quad (2)$$

(2) in (1) einsetzend erhalten wir

$$Vq = \frac{3 \cdot Mv \cdot Z}{\sum^n r^3 4\pi Z} \quad (3)$$

Wie ersichtlich, ist hier Z eliminiert. Es kann schon sogar auch die kubische Wertung weggelassen werden. Wir wissen, dass in einer kristallinen Phase das Molvolum (Mv) durch die wohlbekanntete Beziehung

$$Mv = \frac{G}{D \cdot N} \quad (4)$$

dargestellt wird. Hier ist G das Molekülgewicht, D die Wichte und N die Loschmidt'sche Zahl.

Da das Molvolum eine einfache Kennzahl der durch die Atome effektiv ausgefüllten Raumes ist und gleichzeitig der Atomradius über die in cm^{-8} einheiten gemessenen Grösse des Atoms Auskunft gibt, können das Molvolum und die Atomradii als einfache Kennwerte verglichen werden. Ihre Vergleichung ergibt bezüglich der Raumausfüllungsverhältnisse der kristallinen Verbindung einen dem Ausdruck (3) analogen Quotient

$$Vq = \frac{Mv}{\sum^n r} \quad (5)$$

das heisst wir können anstatt der quantitativen und Verteilungsverhältnisse von der Elementarzelle beinhalteten Atome das Molvolum als eine Funktion des Molekülgewichtes und der mit Loschmidtschen Zahl multiplizierten Wichte anwenden. Dieser Wert ist notwendigerweise ein empfindlicher Kennwert der Veränderungen in der Raumerfüllung. Wenn wir ihn mit der Radiensumme der in der chemischen Formel stehenden Atome vergleichen, so erhalten wir Verhältniszahlen, die für alle kristalline Verbindungen von der gleichen Grössenordnung, d. h. vergleichbar sind. Als Bezeichnung der Verhältniszahl wählen wir die Anfangsbuchstaben des Wortes Volumquotient, Vq .

Die Einführung der Zahl Vq als Kennwert ist in der Kennzeichnung der Ionisierung der Verbindungsgruppen von Nutzen. Wird nämlich das Gitter zum Nachteil der Metallionen (bzw. unter Abnahme ihrer Abmessungen)

immer mehr durch die leichteren und grösseren Anionen ausgefüllt, so muss das in einem verhältnismässig grösseren Molvolum und folglich in der Zunahme des Volumquotienten zum Ausdruck kommen.

Da in den natürlichen Verbindungen nicht nur ionische Bindungsarten vorkommen, wurde per analogiam ein Versuch gemacht zur Berechnung von Strukturen, in welchen kovalent- oder metallische Bindungsformen vorwiegen. Die Regelmässigkeit kommt auch hier zur Geltung, da die Strukturen mit schweren Atomen notwendigerweise verhältnismässig kleine Mv haben, was mit den nicht-ionischen (kovalenten oder metallischen) Radien berechnet kleine Quotientenwerte ergibt. Falls wir dann bei Verbindungsreihen, die wohlbekannt gemischte (bzw. übergangsartige) Bindungsverhältnisse darstellen beide Wertungen (ionisch = Vq' und atomisch = Vq'') angeben, so zeigen beide eindeutig die gleiche Reihenfolge. Das wird dann durch die Mittelwerte, die die tatsächlichen Umstände noch besser ausdrücken, noch einleuchtenden dargestellt. Es ist zu erwarten, dass sich die derart gewonnenen Ergebnisse zu einer Angabenreihe zusammenfügen, die sich zur Deutung einer Zahl von weiteren empirischen Zusammenhängen eignet.

Die Tabelle der durch die beschriebene Berechnungsmethode erhaltenen Werte für genetisch kennzeichnende oder wichtige Verbindungsreihen ist beigelegt.

Tabelle

	D	Mv	$\frac{n}{\Sigma r}$		Vq		Mittelw.
			ion.	kov.	Vq'	Vq''	
Diamant, C	3,52	5,66	—	0,77	—	7,3	—
Schreibersit, Fe ₃ P	7,2	45,85	—	5,02	—	9,1	—
Cohenit, Fe ₃ C	7,2	41,47	—	4,49	—	9,2	—
Eisen, Fe	7,8	11,87	—	1,24	—	9,6	—
Platin, Pt	21,5	15,08	—	1,38	—	10,8	—
Gold, Au	19,3	16,97	—	1,44	—	11,8	—
Pyrit, FeS ₂	4,95	40,25	2,88	2,32	11,4	12,3	11,8
Pyrrhotin, FeS	4,6	31,73	2,57	2,28	12,3	13,9	13,1
Pentlandit, (Fe,Ni)S	4,6	32,21	2,55	2,28	12,6	14,1	13,4
Chalkopyrit, CuFeS ₂	4,2	72,54	5,14	4,60	14,1	15,8	14,9
Sphalerit, ZnS	4,1	39,61	2,57	2,37	15,4	16,7	16,1
Galenit, PbS	7,4	53,77	3,06	2,79	17,6	19,3	18,4
Antimonit, Sb ₂ S ₃	4,65	121,32	7,02	6,02	17,2	20,1	18,7
Auripigment, As ₂ S ₃	3,48	117,13	6,60	5,62	17,7	20,8	19,3
Kermesit, Sb ₂ S ₂ O	4,5	119,42	6,60	5,58	18,1	21,4	19,7
Spinell, MgAl ₂ O ₄	3,8	62,13	7,20	6,86	8,6	9,1	8,8
Ilmenit, FeTiO ₃	4,7	53,62	6,07	4,50	8,8	11,9	10,3
Rutil, TiO ₂	4,2	31,71	3,28	2,65	9,7	11,9	10,8
Magnetit, FeFe ₂ O ₄	5,2	73,97	7,45	6,12	9,9	12,1	11,0
Chromit, FeCr ₂ O ₄	5,0	74,37	7,39	6,14	10,1	12,1	11,1
Kassiterit, SnO ₂	6,9	36,31	3,38	2,60	10,7	14,0	12,3
Quarz, SiO ₂	2,655	37,58	3,03	2,37	12,4	15,8	14,1
Arsenolit, As ₂ O ₃	3,7	88,70	5,34	4,30	16,6	20,6	18,6

	D	Mv	n Σ r		Vq		Mittelw.
			ion.	kov.	Vq'	Vq''	
Diaspor, AlO(OH)	3,3	30,29	3,22	2,63	9,4	11,5	10,4
Manganit, MnO(OH)	4,25	34,48	3,35	2,38	10,3	14,5	12,4
Brucit, Mg(OH) ₂	2,4	40,50	3,44	2,80	11,8	14,5	13,1
Hydrargillit, Al(OH) ₃	2,3	56,51	4,56	3,23	12,4	17,5	14,9
Goethit, FeO(OH)	3,5	42,11	3,32	2,44	12,7	17,3	15,0
Sassolin, B(OH) ₃	1,5	68,69	4,19	2,77	16,4	24,8	20,6
Zirkon, ZrSiO ₄	4,7	64,76	6,54	6,13	10,1	10,8	10,4
Olivin, Mg ₂ SiO ₄	3,2	73,28	7,23	6,77	10,1	10,8	10,5
Enstatit, Mg ₂ SiO ₆	3,1	107,93	10,26	9,14	10,2	11,8	11,1
Hipersten, MgFeSi ₂ O ₆	3,48	111,14	10,31	8,78	10,4	12,6	11,7
Ferroedenit, NaCa ₂ Fe ₃ Si ₄ AlO ₂₂ (OH) ₂	3,42	481,45	42,25	36,92	11,4	13,0	12,2
Muskowit, KAl ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH,F) ₂	2,87	231,50	20,07	17,31	11,5	13,4	12,4
Biotit, K(Mg,Fe) ₃ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂	3,2	250,13	21,37	18,53	11,7	13,5	12,6
Anorthit, CaAl ₂ Si ₂ O ₈	2,76	167,55	13,54	11,96	12,4	14,0	13,2
Albit, NaAlSi ₃ O ₈	2,61	166,97	13,28	11,60	12,6	14,4	13,5
Orthoklas, KAlSi ₃ O ₈	2,57	179,51	13,63	12,05	13,2	14,9	14,0
Apatit, Ca ₅ (PO ₄) ₃ F	3,18	266,84	20,16		13,2		
Apatit, Ca ₅ (PO ₄) ₃ ·OH	3,10	271,53	20,46		13,3		
Anhydrit, CaSO ₄	2,93	77,35	5,96		13,9		
Kalkspat, CaCO ₃	2,71	61,40	4,39		13,9		
Baryt, BaSO ₄	4,49	86,40	5,93		14,6		
Nitratin, NaNO ₃	2,25	62,95	4,27		14,7		
Kalisalpeter, KNO ₃	2,00	80,23	4,62		17,3		
Kochsalz, NaCl	2,15	45,30	2,79		16,2		
Sylvin, KCl	1,95	63,71	3,14		20,3		

Es geht hervor, dass die eindeutige Abstufung der Quotienten von den Gittertypen und Strukturformen unabhängig ist. So kommen darin nicht nur die Stufen der Ionisation, sondern natürlich auch die genetischen Regelmässigkeiten zur Geltung: die Vq-Werte können daher als Grundlage einer auf komplexen Prinzipien beruhenden Systematik dienen.

In der Berechnung der Angabenreihe habe ich aus den als am verlässlichsten beurteilten Literaturangaben die Wichten von Mineralien ausgewählt, deren Zusammensetzung der chemischen Formel entsprach oder davon möglichst wenig abwich. Im Falle von Mischkristallen habe ich, wenn nötig, Interpolationen ausgeführt. Die Ionenradii stammen aus den Tabellen von Goldschmidt und Pauling.

In meinen Berechnungen war ich nur auf die Effekte I. Ordnung mit Rücksicht. Ich habe bewusst alle Abänderungen ausser Acht gelassen, die infolge der verschiedenen Gitterkoordinationen in den Radienwerten entstehen. Auch die etwaigen Veränderungen der Abmessungen als Folge der Atompolarisation und des Gittertyps konnten vernachlässigt werden. Die Ergebnisse sind nämlich auch schon in ihrer gegenwärtigen Form von hinreichender

Beweiskraft und, wie ich in einem folgenden Aufsatz (II.) darlegen möchte, können mit dem neuen Kennwert die funktionellen Zusammenhänge zwischen Struktur, Bindungsart und Entstehungsverhältnissen recht gut ausgedrückt werden.

LITERATUR

1. Angel, F. – Scharizer, R.: Grundriss der Mineralparagenese. *Wien*, 1932.
2. Betechtin, A. G.: Lehrb. d. Mineralogie, *Berlin*, 1953. (Kurs Mineralogii, *Moskva*, 1951).
3. Dana, James D.: A System of Mineralogy. 3. Ed. *New York*, 1850. 4. Ed. *London*, 1855.
4. Dana, E. Salisbury: Descriptive Mineralogy (A System of Min.) 5. Ed. 1868, 6. Ed. *New York*, 1892.
5. De Lapparent, A.: Cours de Mineralogie, *Paris*, 1884.
6. Groth, P. – Mieleitner, K.: Mineralogische Tabellen, *München*, 1921.
7. Grigorjew, D. P. – Smolianinow, N. A.: Zapiski. II. *Moszkva*, 1954.
8. Kostow, I.: Bemerkungen zur rationellen Classifizierung der Mineralien. (Russisch) *Zapiski*, II. *Moskva – Leningrad*, 1954.
9. Leutwein, F. u. Doerffel, K.: Über einige Verfahren zur theoretischen Klärung geochemischer Prozesse unter besonderer Berücksichtigung der Gitterenergie. *Geologie*, 1956.
10. Linck, G. – Jung, H.: Grundriss der Mineralogie und Petrographie, *Jena*, 1935. – 2. Aufl. 1954.
11. Machatschki, F.: Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. *Wien*, 1953.
12. Palache, Ch. – Berman, H. – Frondel, C.: Dana's System of Mineralogy. *New York*, 1946., 1949.
13. Ramdohr, P.: Klockman's Lehrb. der Mineralogie. 14. Aufl. *Stuttgart*, 1954.
14. Schmidt, W. – Baier, E.: Lehrbuch d. Mineralogie, *Berlin*, 1935.
15. Schneiderhöhn, H.: Neuere Forschungen zur theoretischen Lagerstättenkunde. *N. Jahrb. Monatshefte*. 8. 1956.
16. Strunz, H.: Mineralogische Tabellen, *Leipzig*, 1–3. Aufl. 1941. 1957.
17. Szádeczky – K., E.: Über zwei neue Wertigkeitsregeln der Geochemie und die geochem. Gruppierung der Elemente. *Acta Geol.* I. 1952.
18. Szádeczky – K., E.: Verbindungspotential und seine Beziehung zum Schmelzpunkt und zur Härte. *Acta Geol.* III. 1955.
19. Sztrókay, K. I.: On an up-to-date modification of the concept of mineralspecies. *Annales Univ. Sci. Budapestiensis Sectio Geol.* III. 1959.
20. Winchell, N. H. and Winchell, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. *New York*. 1949. Part II. Description of Minerals.

INDEX

Bisztricsány E. - Kiss Z.: A body-wave magnitude equation for shallow-focus earthquakes	3
Bogsch L.: Einige prinzipielle und praktische Fragen der erdgeschichtlichen Grenzen auf Grund der Egerer Fauna	11
Chan Lu-so: Determination of the resistivity of the subsoil in the Tihany Peninsula, Lake Balaton, from recordings of magnetic pulsations and telluric variations ...	25
Dési F.: On the energetics of the upward air motion	35
Dudich E.: Un nouveau tube d'Annélide trouvé aux environs de Budapest	43
Géczy B.: Cancellophycus et Chondrites, deux traces de vie du Dogger inférieur de la partie du N de la Montagne Bakony	47
Гзовский, М. В., Горшков, Г. П., Шенкарева, Г. А.: Вариант сопоставления сейсмичности с тектоникой Венгрии.	55
Hwang Yen-hu - Stegena L.: On the seismometer-ground vibrational system	65
Kiss J.: The hydrothermal conditions of uranium migration and the genesis of pitchblende	79
Kiss J.: A hydrothermal enrichment of Pb-Zn-Cu in the Erdősmeeske granite (Mecsek Mountains)	89
Kriván P.: Paläolittoralische Erscheinungen im Budaer Gebirge. Der Begriff der Subgression	93
Oravecz J.: Formations triasiques de la région de blocs située entre les montagnes de Gerecse et de Buda-Pilis	103
Oravecz J. - E. Vég h - Ne u b r a n d t: Connexions stratigraphiques et structurales entre le Trias de la Montagne Vértes et celui de la Montagne Bakony	117
Scheffer V.: On some problems of the regional geophysics of the Carpathian Basins	127
Sztórkay K. I.: Über die Grundprinzipien einer zeitgemässen Systematik des Mineralreichs. I. Teil.	139