

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS IX.

1965

REDIGUNT

B. GÉCZY

J. KISS

L. STEGENA



BUDAPEST

1966

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

INTERNAL CONSTITUTION OF THE MOON IN THE LIGHT OF THE DYNAMIC EARTH MODEL

by

L. EGYED

(Geophysical Institute of Lorand Eötvös University)

(Received: 31. VIII. 1965)

SUMMARY

The author deals with the consequence of his Earth model concerning the structure and evolution of the Moon and states that:

1. The evolution of the internal structure of the Moon, just like that of the Earth, was governed by expansion.

2. In the Moon too, the low-velocity channel discovered on the Earth must exist, but it must be thicker and lie deeper than in the Earth.

3. The formation of the lunar craters is considered to be due to the volcanic activity of an originally highly gaseous magma, and only to an insignificant degree to meteorites.

4. The mechanism of evolution of the lunar maria must have been the same as that of the terrestrial oceans.

5. In the initial stage, the Moon must have possessed a significant atmosphere too, under which processes of erosion and sedimentation could have taken place.

6. The above statements are all corollaries of the Dirac-equation concerning the decrease of the gravity coefficient with time.

Since 1953, the author has developed a new, dynamical model of the Earth, based on his studies concerning the Earth's internal structure and dynamism. The essentials of this dynamical Earth model are as follows (1):

Disregarding the differentiated matter, 100 to 300 kilometres thick, of the upper mantle, the Earth consists of three modifications of a chemically uniform silicatic substance. The first modification corresponds to the inner core, the second one to the outer core, while the mantle consists of the third modification as suggested also by R a m s e y (2). Now the first modification is in steady transition into the second one, and the second into the third one. The transition is irreversible and results in a steady decrease of the mean density of the Earth. Therefore the volume of the Earth undergoes a steady increase. The rate of expansion connected with this decrease of bulk density can be derived from geological, geophysical and astronomical data, all of which yield an annual radius increase of 0,5 to 1,0 millimetre (3).

The basic physical phenomenon which brings about the transitions between the modifications and thus the expansion of the Earth is the decrease of the gravity coefficient according to the Dirac-equation, $f = \kappa/t$ (4).

The Dirac-equation provides an insight into the process of formation of the solar system; it is to be concluded (5) that the latter was not due to a concentration of a large number of meteorites. The Moon is no satellite of the Earth, but its twin, i.e. Earth and Moon constitute a double planet.

The application of the Dirac-equation and of the results of the dynamical Earth model to the Moon has the consequence that the volume of the Moon must also have increased steadily with time and that the rate of radius increase of the Earth is different from that of the Moon. Initially, the pressure in the interior of the Moon was high enough so that the high-pressure phases found in the present Earth could subsist and consequently, the Moon also possessed a high-density core. At that time the lunar continents came to exist on the surface of the Moon, forming a uniform and contiguous surface shell. This first lunar shell was much thicker than the first terrestrial mantle. Indeed we have proved (6) that the first mantle of the Earth was exceedingly rich in volatiles, some part of which, escaping, formed the terrestrial atmosphere and hydrosphere. The same process took place on the Moon too; however, as the lunar mantle was much thicker owing to the Dirac-relation, the mass of the escaping gases was much greater too, so that the uppermost differentiated acidic magma formed an exceedingly volatile-rich melt similar to rising dough, which was soon solidified, and then repeatedly blown up by the excess gases; it was in this way that the characteristic lunar craters came to exist. This process of formation is in agreement with Baldwin's diagram, who compared the lunar craters with bomb and explosion craters. The explosion of the bubbles of the rising dough made possible the formation of giant craters.

The lunar maria were brought forth by the expansion of the Moon, which has torn apart the superficial layer and let the volatile-poor deeper magma mount to the surface. That is why the craters of the maria, being formed in a latter stage of the degassing process, are so small. Hence only an insignificant part of the lunar craters are due to the impact of meteorites.

In the interior of the Earth, Gutenberg has demonstrated the presence of a low-velocity channel. The existence of this channel was confirmed by later investigations, and the dynamical Earth model has provided a satisfactory explanation of its origin, considering it as the result of a first process of differentiation taking place in the mantle. Now the same process took place in the Moon, too, and consequently a low-velocity layer must exist there also, only at a much deeper level than in the Earth. Beneath this deeper-lying part, the lunar mantle must contain even to-day significant amount of volatiles which may surge eventually to the lunar surface along deep fissures of the lunar mantle caused by moonquakes (on the analogy of earthquakes).

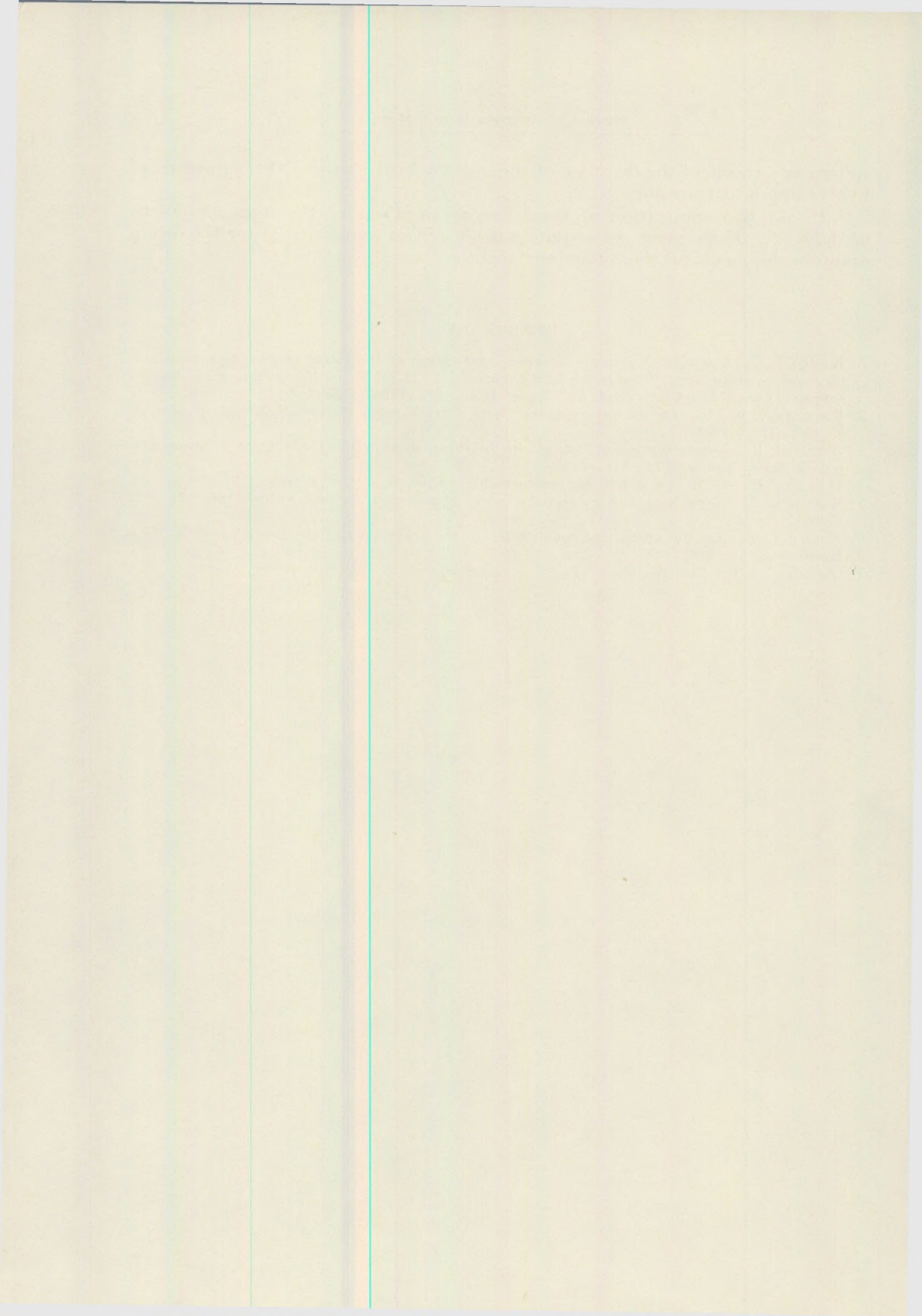
From the Dirac-equation and from the idea of the Moon's expansion it also follows that, immediately after the first differentiation, the Moon must have possessed an atmosphere and a hydrosphere, too, which brought about some phenomena of weathering on the primordial lunar surface. In this stage of development, sediments must have formed, some traces of which must be still there (7), because the subsequent escape of the atmosphere and hydro-

sphere as a result of the decrease of the gravity field stopped the processes of weathering and transport.

In all, the application of the basic assumptions of the dynamic Earth model to the Moon gives some quite matter-of-fact explanations for the origin and development of the lunar surface too.

REFERENCES

1. E g y e d L.: A new theory of the internal constitution of the Earth and its geological-geophysical consequences. *Földtani Közöny*, 85. 277–318 (1955 in Hungarian with English summary) and *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 4. 43–83. (1956 in English).
2. R a m s e y W. H.: On the nature of the Earth core. *Monthly Notices. R. A.S. Geoph. Suppl.* 5. 409–426 (1949).
3. E g y e d L.: Determination of changes in the dimensions of the Earth from palaeogeographical data. *Nature.* 173. 534 (1956).
4. D i r a c, P. A. M.: A new basis for cosmology, *Proc. Roy. Soc. A.* 165. 199–208 (1938).
5. E g y e d, L.: Dirac's cosmology and the origin of the solar system. *Nature.* 186. 621–622 (1960).
6. E g y e d, L.: On the origin and constitution of the upper part of the Earth's mantle. *Geol. Rundschau.* 50. 225–234.
7. G o l d, T.: Dust on the Moon. *Vistas in Astronautics.* 2. 261–266 (1959).



A VERTICAL SEISMOGRAPH OF SHORT PERIOD AND GREAT MAGNIFICATION

by

E. BISZTRICSÁNY

(Geophysical Institute of Lorand Eötvös University)

(Received: 31. VIII. 1965)

The well known Kirnos seismograph may be converted into a great-magnification shortperiod instrument ($v = 200\ 000$, $T = 1$ sec) as follows:

The free period of our Kirnos seismograph was 12 sec, its magnification 700, its reduced pendulum length 105 cm (Fig. 1.). In spite of the great difference between the new requirements and the features of Kirnos pendulum, a suitable seismograph has been constructed in a short time by making use of parts of the Kirnos seismograph (Fig. 2.). In order to diminish the reduced pendulum length, the weights marked Fig. 1. (a), (b), (c) were removed and replaced by a new large weight as seen in Fig. 2. This weight of 26 kilograms consisted of a copper cylinder filled with lead.

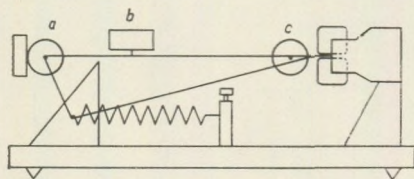


Fig. 1.

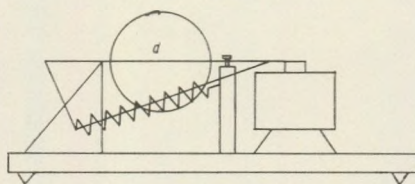


Fig. 2.

The electrodynamical constant of the pendulum was increased by placing the coils in the air-gap of a ring magnet rather than of a horseshoe magnet. The constants of the modified Kirnos pendulum are as follows:

T_p	= 1,2 sec	Free period of the pendulum,
T_g	= 0,08 sec	Free period of the galvanometer,
D_p	= 0,43	Damping of the pendulum,
D_g	= 3,6	Damping of the galvanometer,
σ^2	= 0,73	Coupling factor,
V	= 261.000	Magnification of the equipment.

The response curve computed from the data listed above is shown in Fig. 3. A seismogram is shown as in Fig. 4.

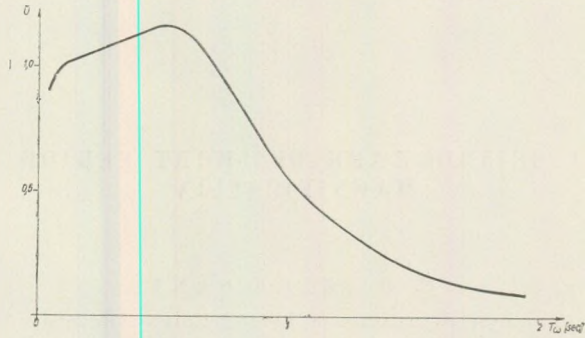


Fig. 3.

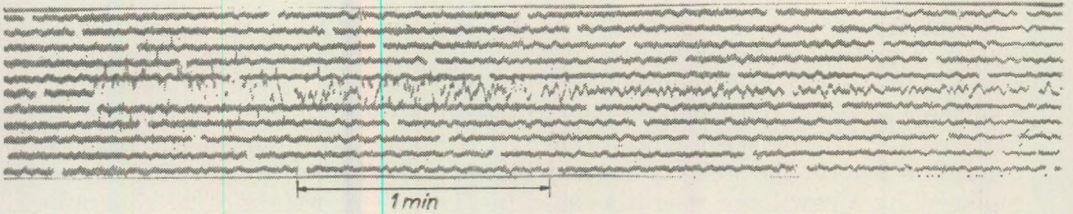


Fig. 4.

DISPERSION OF SURFACE-WAVES CROSSING AREAS OF VARIOUS CRUSTAL THICKNESS

by

E. BISZTRICSÁNY - Z. KISS

(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 31. VIII. 1965)

Crustal thickness has been computed for Eurasian paths with interpretation of the dispersion Rayleigh-waves generated by earthquakes. The parameters of the earthquakes in question are listed in Table I.

The data have been recorded with Kirnos-type seismographs in Budapest.

Table I.

No.	Data	Origin time			Geographic coordinates of earthquake		km
		h	m	s			
1.	4. 1. 1962	04	35	42,6	33,9° N	135,2° E	8970
2.	7. 5. 1962	17	39	50,3	45,3° N	146,7° E	8500
3.	27. 8. 1962	16	20	05	38,3° N	142,4° E	8940
4.	22. 10. 1962	15	23	32,9	49,8° N	155,8° E	8420
5.	11. 11. 1962	11	31	44,5	55,8° N	113,1° E	6040

The wave-path are shown in Fig. 1. The group-velocity curves have been constructed in the usual way. The arrival times of the different periods were corrugated by a phase-shift curve, computed from the constants of the instrument. The group-velocity-period functions of different earthquakes did not differ substantially from each-other, thus identical theoretical group-velocity curves could be used for the interpretation (Fig. 2.)

The comparison of observed group-velocity data with theoretical curves gave a crustal thickness of 35 km.

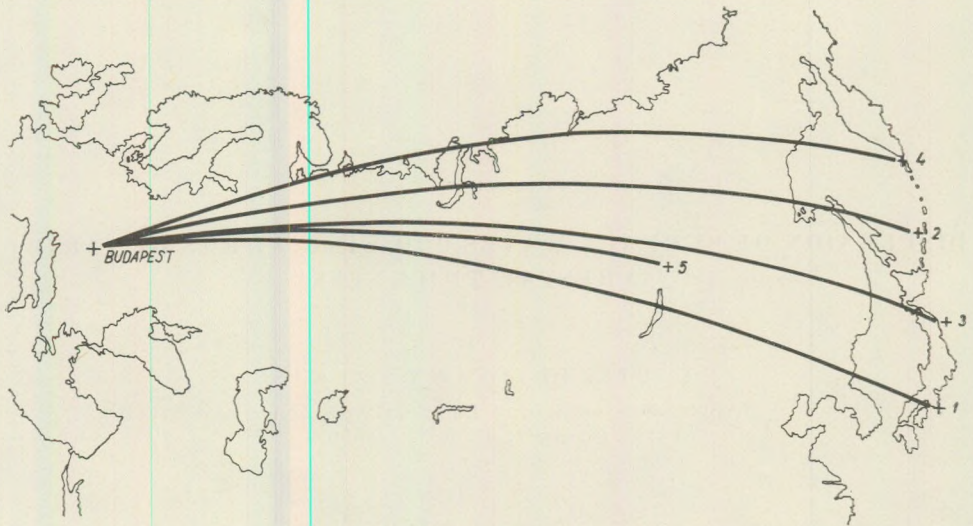


Fig. 1.

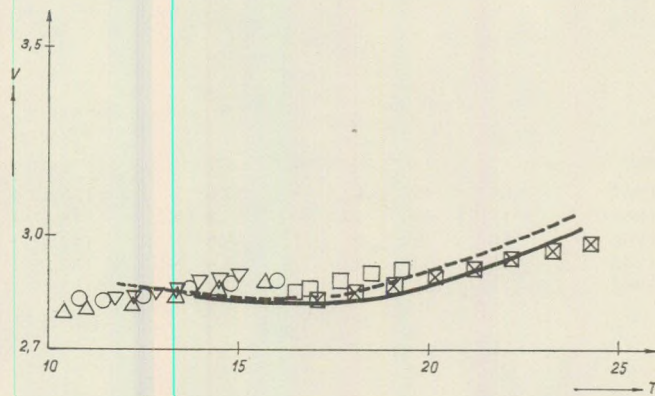


Fig. 2. Recorded data and theoretical curves of the dispersion of Rayleigh waves for Eurasian wave paths. Data taken from Table I are symbolized as follows:

- for shock 1,
- for shock 2,
- ▽ for shock 3,
- ⊗ for shock 4,
- △ for shock 5.

The theoretical curves are those by R. Stoneley (2), the dashed line refers to $H_1 = 24$, $H_2 = 12$, $H = 36$ km. The full line refers to a crustal thickness of 34 km

Conclusion

The wave-paths of the utilized earthquakes cross the East-Siberian area in a depth of 2–3000 km. A greater crustal thickness was to be expected but we found only a continental crust of 35 km thickness. Our two earlier papers are worth to be mentioned from this point of view.

a) Average crustal thickness was computed for Eurasian paths using dispersion Love-waves of two South-China earthquakes in 1960 (4).

The recording station was Budapest. A crustal thickness of 33 km was obtained, in spite of the fact that 30 percent of the wave-paths crossed high-mountain areas, where E. F. Savarensky using the same principle found a value of 55 km.

b) In 1962. E. Bisztricsány computed crustal thickness from the Rayleigh-wave generated by an earthquake in the West Indies. In that case, crustal thickness was found to be equal to that under the oceans though 16 to 20 percent of the wave-path crossed a continent (Europe) where crustal thickness had been found to be 35 km.

The above considerations reveal that the real average crustal thickness is not always reflected by the surface-wave dispersion of waves crossing regions of different crustal structure. Surface-wave dispersion needs, then, further theoretical examination.

LITERATUR

1. Savarensky, E. F.: On the determination of group and phase velocities from observations. *Bull. Izv. Acad. Sci. USSR Geophys. Ser.* No. 11. 1959.
2. Stoneley, R.: Rayleigh-waves in a medium with the surface layers. *Month. Not. Roy. Astr. Soc. Geophys. Suppl.* 7. No. 2. 1955.
3. Bisztricsány, E. – Kiss, Z.: A computation of average crustal thickness from Love wave dispersion, for an Eurasian wave path. *Ann. Univ. Sci. Budapestinensis, Sec. Geol.* III. 1960. 15–17.
4. Savarensky, E. F. – Sikkharnlidze, D. J.: Determination of the thickness of the Earth's crust from Love-wave dispersion observations. *Bull. Izv. A. S. USSR. Geol.* III. 1959. 620–622.
5. Bisztricsány E.: Dispersion of Rayleigh-waves along a mainly Atlantic path. *Geof. pura e appl.* 54. 1963. 84–86.

ON THE RELATIONSHIP BETWEEN SEISMIC AMPLITUDE AND CHARGE IN QUARRY BLASTING

by

Z. KISS - B. SIMON

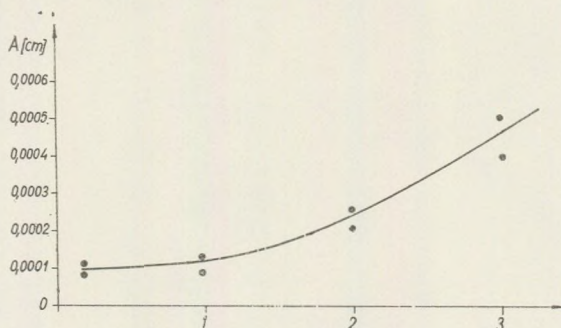
(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 30th August 1965)

Several papers on the amplitude-charge relation of seismic shooting are known from literature. According to the results, the relation between seismic-wave amplitude (A) and charge (Q) is of the following general form:

$$A = Q^n$$

Observations have proved that this formula is not valid for commercial quarry-blasting. Situations of quarry-blasting appear to be less standard, therefore the seismic peak-amplitudes observed at the same distance scatter a great deal instead of increasing monotonously with the charge. This fact is proved by our investigations carried out at quarry-blastings in Hungary, with Krumbach-type seismographs.



1. Distance 120 metres.

Charge kilograms	Maximum amplitude in centimetres
200	0,0063
200	0,0087
250	0,0130
275	0,0059
275	0,0104
300	0,0110
1500	0,0090
1500	0,0112

2. Distance 230 metres.

Charge kilograms	Maximum amplitude in centimetres
200	0,0056
200	0,0072
250	0,0100
250	0,0120
275	0,0043
275	0,0100
300	0,0090

3. Distance 2260 metres.

Charge kilograms	Maximum amplitude in centimetres
200	0,00025
250	0,00052
275	0,00035
1500	0,00140
1500	0,00200

The scatter of amplitudes is caused by the variations in tamping. Fig. 1. shows a series of observations where the distance and the charge were constant and only the length of the clay-tamping was changed.

GRAVITY INTERPRETATION AND INFORMATION THEORY

by

A. MESKÓ

(Geophysical Institute of Loránd Eötvös University)

(Received: 30th August 1965)

SUMMARY

Methods generally used to transform a gravity map into another one (smoothing, second and higher derivatives, analytic continuations upwards and downwards etc.) mean linear transmission. From the point of view of information theory these methods are not quite consequential, having unnecessary digressions and not utilizing all the advantages of linear transmission. Therefore we attempt to develop a new general method of transformation using throughout the concepts and relations of information theory.

Since our data are only samples taken at discrete points from a continuous function describing the original gravity field, a practical analysis involves digital rather than analog computation. In any case the formulas (1) and (2) are to be applied and their coefficients can only be changed, to obtain an optimum transmission. In this introductory paper, some details of formula (1) and (2) will be investigated.

Introduction

The purpose of prospection by gravity methods is to discover geological structures. It is necessary in this work to clear away all effects which have no bearing upon the image of the structure in question. To do so, the gravity map representing the measured values must be transformed into a different kind of map. During the last 20 years or so, numerous methods have been developed for the performing of this transformation. According to their theoretical approach, these could be classified into several groups: smoothing, calculation of first and second derivatives, of analytic continuations and others. The exact analytic form of the gravity field is unknown; the values of the function $f(x, y)$ are known only at the discrete points of measurement. As a result, formulae of approximation have to be employed throughout, in which the measured values figure explicitly. Two types of approximative formula are usually employed. The one is

$$g^*(x, y) = \sum_{k=0}^m a_k \overline{g(r_k)}, \quad (1)$$

where x and y are the coordinates of the point of reference,

$g(r_k)$ is the average over the circle of radius r_k drawn around the point of reference,

a_k is the coefficient attributed to this average,

m is the number of circles considered.

The other type is

$$g^*(x, y) = \sum_{k=1}^n c_k g(x + x_k, y + y_k), \quad (2)$$

where $x + x_k$; $y + y_k$ are the coordinates of the moving point figuring in the calculations,

c_k is the coefficient attributed to the moving point,

n the number of points considered, and finally,

$g^*(x, y)$ is the transformed value in both cases.

Formula (1) may be employed also in the case of an irregular network of measurements while the other is used in the case of regular, mostly square, grids.

The large number of proposals concerning the derivation of the coefficients a_k and c_k is well known. For the approximation of the second derivative alone, more than 50 different sets of coefficients have been proposed. Numerous publications deal with the comparison of various sets of coefficients.

This state of facts, however, is not a sign of definite success. It is common knowledge that even the sets of coefficients designed to meet one and the same requirement — e.g. the calculation of the second derivative — yield markedly different transformed maps (see Hergerdt, 1957, Grosse, 1957). In the course of experiments performed on artificially composed maps it frequently turns out that every shape of the assumed disturbing body is best approximated by a different set of coefficients. Finally — and this is most important for practical work — each area of prospection requires a different set of coefficients in order to assure optimum transformation.

From the above-said, some highly important conclusions emerge:

1. As the final result of the operation depends partially on factors other than the coefficient set, it is misleading to perform the comparison of the sets by applying them to maps, and a method of comparison independent of maps has to be devised.

2. It is a purpose doomed to defeat to begin with to find a "best" series of coefficients which can be used to the best advantage ever hereafter, as there is no such set of coefficients. There have to be developed appropriate principles which permit to design or to calculate the most appropriate set for any given region, in the knowledge of the geological and geophysical features of that region.

3. As a corollary of the above idea, it is superfluous to attempt the best possible approximation of a given theoretical, mathematical transformation. (For instance, to try to approximate as closely as possible the second derivative.) An excellent approximation of the theoretical operation may yield quite a false or at least an unfavorable result in practice. If the average over the circles is calculated from a sufficiently large number of points and if formula

(1) is applied, the Henderson – Zietz formulae represent an excellent approximation of the second derivative, and the Elkins – Peters set of coefficients a fairly poor one (Meskó, 1965): nevertheless, the application of the second approximation to the measured field is found to furnish better results. This is explained by the fact that the second derivatives as well as the analytical continuations downward enhance unduly the abrupt changes of the field (Swartz 1954, Dean 1958). However, errors of measurement or an inappropriate grid spacing (too great distances between points measured) tend to cause the most important distortion just in the case of abrupt changes. There arises consequently the danger of introducing the largest amount of „noise” just into the most accentuated parts of the picture.

It follows from the above-said that the accuracy of the approximation of a theoretical concept cannot possibly be a criterion of goodness suited to serve as a basis of choice among sets of coefficients. It is best to consider it irrelevant and to leave it completely aside, by adhering closely to the aims set and the possibilities given in every step from the formulation of the problem onward.

The problem – restated so as to emphasize the essential points – is as follows.

We are confronted with a set of values of which a map of contours representing some parameter or other can be constructed. This set is not sufficiently easy to handle and to interpret. We may transform it by means of formula (1) or (2) depending on whether the grid of measurements in question is regular or not. Our purpose shall be to derive by an appropriate transformation of our set of values a map that represents as clearly as possible the object prospected. In what manner are we to choose the values of a_k and c_k figuring in the formulae?

We are in the fortunate position of finding the concepts and methods appropriate to our task among the apparatus of information theory. It is these that are to be employed to the solution of the geophysical problem. In the present paper the author wishes to commence the development of a self-consistent method based on information theory. To this end, he first analyzes the formulae (1) and (2). It is appropriate, however, to review as an introduction the most important concepts of information theory to be applied below.

Basic concepts and formulae of information theory

According to information theory, our Universe and the phenomena taking place therein may be described by one- or multi-dimensional signals. These signals are in a general way functions of the three space coordinates and of the time coordinate. It is obviously sufficient to consider exclusively the coordinates along which the signal is not constant, as it is only these that carry real information. If the coordinates do not include time, we speak of a configuration. In this order of ideas, the gravity field as considered in its projection upon a horizontal plane of reference is a two-variable configuration of the form $f(x, y)$

The field in its physical reality is a continuous, analog signal. The measurement results represent samples of this continuous function. The set of measurements is a digital representation of the continuous function. As the measured area is a finite domain of space, it possesses a finite content of information that can be fully and unequivocally represented by a finite number of samples. (It is consequently unnecessary to increase the number of measurements above a given point.) The minimum number of points needed to characterize the domain depends on the spectral composition of the continuous function to be sampled.

By the Fourier transform, we may attribute to $f(x, y)$ a function, likewise of two variables, the so-called complex spectrum:

$$F(\omega, \psi) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y) e^{-i(\omega x + \psi y)} dx dy, \quad (3)$$

where the coordinates ω and ψ represent space frequencies. Their dimension is cm^{-1} . To revert from $F(\omega, \psi)$ to the original function we have to employ the inverse Fourier transform:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega, \psi) e^{+i(\omega x + \psi y)} d\omega d\psi \quad (4)$$

If in the complex spectrum the values of the function different from zero are restricted to the arguments less than ω_1 along the x axis and less than ψ_1 along the y axis, respectively, we obtain for the spacing of the sampling points, s_x and s_y :

$$s_x \leq \frac{\pi}{\omega_1}; \quad s_y \leq \frac{\pi}{\psi_1} \quad (5)$$

ω_1 and ψ_1 are termed upper frequency limits. If (5) fails to be satisfied, the spectrum of the digital set of data does not agree with that of the original continuous function (aliasing). Distortion first sets in the high-frequency part of the spectrum.

If the point spacing is $s_x = s_y = s$ everywhere, we have a regular square grid and the connection between the analog and digital description becomes

$$f(x, y) = \sum_{k=1}^m \sum_{l=1}^n f(ks, ls) \frac{\sin \frac{\pi}{s}(x - ks)}{\frac{\pi}{s}(x - ks)} \cdot \frac{\sin \frac{\pi}{s}(y - ls)}{\frac{\pi}{s}(y - ls)}. \quad (6)$$

Let us note — although this does not form an organic part of our line of thought — that as (6) furnishes the description of the field in analytical form, one can derive from it very simply and — if the number of coefficients to be utilized is also fixed, unequivocally — the coefficient set best adapted to certain theoretical purposes (Tomoda, Aki 1955; Tsuboi, Tomoda 1958).

The application of formulae (1) and (2) is essentially a linear transmission. „Transmission” is understood here in a very general sense, as the assigning of given output signals to certain input signals. In gravity interpretation the input signal is the untransformed map, the output signal the map subsequent to transformation. The transmission is essentially the performing of the operations of transformation. Transmission is linear if the transformation engendered by the operations in question is given for the sum of two signals as follows:

$$T\{f_1 + f_2\} = T\{f_1\} + T\{f_2\}.$$

For a linear transmission, the complex spectra of the input and output signal are related as follows:

$$F^*(\omega, \psi) = G(\omega, \psi) \cdot F(\omega, \psi),$$

where $F(\omega, \psi)$ is the complex spectrum of the input signal,

$F^*(\omega, \psi)$ is the same for the output signal, and

$G(\omega, \psi)$ is the transfer function of the system.

The transfer function consists in general of complex values. But if phase shift is zero, the imaginary part becomes zero as well. In such cases the transmission may be described by a single two-variable function, the amplitude distortion of the operation.

To (7) there corresponds in the spatial domain

$$f^*(x, y) = g(x, y) * f(x, y),$$

where $g(x, y)$ is the weighting function of the system, and
* indicates a convolution operation.

The transfer functions of the transformations employed in gravity interpretation have been calculated for certain special cases by several authors (Swartz, 1954, Dean, 1958, Byerly, 1965, Meskó, 1965). The transfer function of (2) is

$$G_2(\omega, \psi) = \sum_{k=1}^n c_k e^{i(\omega x_k + \psi y_k)}, \quad (9)$$

The transfer function of (1) depends also on the number of points utilized in forming the average over the circles. If the number of the points tends towards infinity, we have

$$G_1(\omega, \psi) = \sum_{k=0}^m a_k J_0(\sqrt{\omega^2 + \psi^2} \cdot r_k) \quad (10)$$

where J_0 is the zero-order Bessel function of the first kind.

It is obviously impossible to utilize an infinity of points, but (10) furnishes a fairly good approximation if a sufficient number of points is taken into consideration. One of the tasks to be solved hereunder is to give a more accurate description of the term „sufficient number”.

A description independent of the maps is consequently feasible. In the general case, two separate two-variable functions are required as we must form both the real and the imaginary part of the transfer function. In the absence of a phase shift it is sufficient to form a single two-variable function. Let the upper frequency limit equal Ω along both the x and y axis. Let us suppose that the grid spacing was sufficiently close and that consequently the set of measured values contains indeed all the information included in the measured field. (Let us leave aside for the time being the influence of amplitude quantization.) We then obtain from (5)

$$s \cong \frac{\pi}{\omega_1},$$

that is

$$\omega_1 \cong \frac{\pi}{s}. \quad (11)$$

(For a regular grid, s is the grid interval; for irregular networks, we shall suppose that (11) is valid for the average grid point interval, too.)

We have assumed that the input signal contains no components having a frequency higher than π/s in any of the directions. (7) then reveals that the output signal will not contain any such components, either, and that this circumstance is entirely independent of the transfer function. It is then sufficient to define the transfer function for arguments less than π/s ; that is, the value of $G(\omega, \psi)$ has to be calculated for the arguments falling into the quadrangle

$$|\omega| \cong \frac{\pi}{s} \quad |\psi| \cong \frac{\pi}{s}$$

Let us introduce the relative frequencies ω' and ψ' by the equations

$$\omega' = \omega s; \quad \psi' = \psi s. \quad (12)$$

Relative frequency is a dimensionless number. It is to be determined — independently of grid spacing — always in the range

$$|\omega'| < \pi; \quad |\psi'| < \pi. \quad (13)$$

Investigation of the process of averaging on a circle

In this section the transfer functions of various averaging procedures will be computed and compared. It is important in practice to know how many points must be considered to receive a suitable transmission under given conditions. Namely — as it will be seen — the variation in the transfer functions grows more and more insignificant with increase of the number of values used in computation. This means that increasing that number beyond a point is unnecessary. The transfer function of the average computed from an infinite number of values (average by integration) is given by (10). The transfer functions of averages computed from some numbers of values (4, 6, 8 or 16) (average by summation) can be obtained from (9).

For simplicity it will be assumed that the points are symmetrically distributed on the circle. Then, for $n = 4$:

$$G_{4,r}(\omega, \psi) = \frac{1}{2} \cos(\omega r + \cos \psi r), \quad (14)$$

for $n = 6$:

$$G_{6,r}(\omega, \psi) = \frac{1}{3} [\cos \omega r + 2 \cos(\omega r \cos 60^\circ) \cos(\psi r \sin 60^\circ)], \quad (15)$$

for $n = 8$:

$$G_{8,r}(\omega, \psi) = \frac{1}{4} [\cos \omega r + \cos \psi r + 2 \cos(\omega r \cos 45^\circ) \cos(\psi r \sin 45^\circ)]. \quad (16)$$

and lastly for $n = 16$:

$$G_{16,r}(\omega, \psi) = \frac{1}{8} [\cos \omega r + \cos \psi r + 2 \cos(\omega r \cos 45^\circ) \cos(\psi r \sin 45^\circ) + 2 \cos(\omega r \cos 22,5^\circ) \cos(\psi r \sin 22,5^\circ) + 2 \cos(\omega r \sin 22,5^\circ) \cos(\psi r \cos 22,5^\circ)]. \quad (17)$$

Introducing a new, dimensionless parameter μ by the definition

$$r = \mu s,$$

we can substitute $\mu\omega'$ and $\mu\psi'$ for $r\omega$ and $r\psi$ respectively, where ω' and ψ' are the relative space frequencies.

We have to investigate the goodness of approximation in the following equations:

$$J_0(\sqrt{\omega'^2 + \psi'^2} \cdot \mu) \approx \frac{1}{2} [\cos \mu\omega' + \cos \mu\psi'], \quad (18)$$

$$\approx \frac{1}{3} [(\cos \mu\omega' + 2 \cos(\mu\omega' \cos 60^\circ) \cos(\mu\psi' \sin 60^\circ))]. \quad (19)$$

$$\approx \frac{1}{4} [\cos \mu\omega' + \cos \mu\psi' + 2 \cos(\mu\omega' \cos 45^\circ) \cos(\mu\psi' \sin 45^\circ)], \quad (20)$$

$$\begin{aligned} \approx \frac{1}{8} [\cos \mu\omega' + \cos \mu\psi' + 2 \cos(\mu\omega' \cos 45^\circ) \cos(\mu\psi' \sin 45^\circ) + \\ + 2 \cos(\mu\omega' \cos 22,5^\circ) \cos(\mu\psi' \sin 22,5) + \\ + 2 \cos(\mu\omega' \sin 22,5^\circ) \cos(\mu\psi' \cos 22,5)] \end{aligned} \quad (21)$$

The $G(\omega', \psi')$ frequency responses can be illustrated by surfaces over the ω', ψ' plane. Because of their symmetry properties, it is sufficient to represent the surfaces for the following intervals of their independent variables:

$$0 < \omega' < \pi; \quad 0 < \psi' < \pi$$

which is one quarter of the range given by (13).

The functions on the (common) left sides of (18)–(21) give a surface of rotation. The transmission corresponding to the integral average is nondirectional.

The other surfaces given by the functions on the right sides of (18)–(21) differ more or less from this surface of rotation. The deviation depends:

on the ratio $m = \frac{\psi'}{\omega'}$ (direction);

on the ratio $\mu = \frac{r}{s}$; (radius of circle vs. distance to sampling station);

and – obviously – on the number of values used in averaging (n).

Let us consider a straight line through the origin of the ω' , ψ' plane. Its slope fixes a direction. A plane containing this line and perpendicular to the ω' , ψ' plane intersects the surfaces in certain curves which represent the frequency responses in the considered directions.

To estimate the deviation of a surface corresponding to a given number n of points from the surface of rotation, it is sufficient to examine only two suitable directions. The first one is always (i.e. for every n) $m = 0$; while the second one depends on n as follows:

$m = \text{tg } 45^\circ$	if	$n = 4$
$m = \text{tg } 30^\circ$	if	$n = 6$
$m = \text{tg } 22,5^\circ$	if	$n = 8$
$m = \text{tg } 11,25^\circ$	if	$n = 16$

Let us consider now a fixed n . It would be easy to show that any curve defined by any arbitrary direction lies between the curves defined by the above-mentioned pair of directions. ($m = 0$, $m = \text{tg } 45^\circ$ for $n = 4$, etc.) If these two curves are both close to the curve representing the nondirectional integral average, the whole surface gives a good approximation of the surface of rotation.

Introducing the directions in question into the formulas on the right sides of (18)–(21) we obtain the following functions to be investigated:

$$n = 4, m = 0$$

$$G(\omega') = \frac{1}{2} [\cos \mu\omega' + 1], \quad (23)$$

$$n = 4, m = \text{tg } 45$$

$$G(\omega') = \cos \mu\omega', \quad (24)$$

$$n = 6, m = 0$$

$$G(\omega') = \frac{1}{3} [\cos \mu\omega' + 2 \cos (\mu\omega' \cos 60^\circ)], \quad (25)$$

$$n = 6, m = \text{tg } 30$$

$$G(\omega') = \frac{1}{3} [\cos \mu\omega' + 2 \cos (\mu\omega' \cos 60^\circ) \cos (\mu\omega' \sin 60^\circ \text{tg } 30^\circ)], \quad (26)$$

$$n = 8, \quad m = 0$$

$$G(\omega') = \frac{1}{4} [\cos \mu\omega' + 1 + 2 \cos (\mu\omega' \cos 45^\circ)], \quad (27)$$

$$n = 8, \quad m = \text{tg } 22,5^\circ$$

$$G(\omega') = \frac{1}{4} [\cos \mu\omega' + \cos (\mu\omega' \text{tg } 22,5^\circ) + 2 \cos (\mu\omega' \cos 45^\circ) \cos (\mu\omega' \sin 45^\circ \text{tg } 22,5^\circ)], \quad (28)$$

$$n = 16, \quad m = 0$$

$$G(\omega') = \frac{1}{8} [\cos \mu\omega' + 1 + 2 \cos (\mu\omega' \cos 45^\circ) + 2 \cos (\mu\omega' \cos 22,5^\circ) + 2 \cos (\mu\omega' \sin 22,5^\circ)], \quad (29)$$

$$n = 16, \quad m = \text{tg } 11,25^\circ$$

$$G(\omega') = \frac{1}{8} [\cos \mu\omega' + \cos (\mu\omega' \text{tg } 11,25^\circ) + 2 \cos (\mu\omega' \cos 45^\circ) \cos (\mu\omega' \sin 45^\circ \text{tg } 11,25^\circ) + 2 \cos (\mu\omega' \cos 22,5^\circ) \cos (\mu\omega' \sin 22,5^\circ \text{tg } 11,25^\circ) + 2 \cos (\mu\omega' \sin 22,5^\circ) \cos (\mu\omega' \cos 22,5^\circ \text{tg } 11,25^\circ)] \quad (30)$$

Figures 1-4. show the curves computed from (23)-(30).

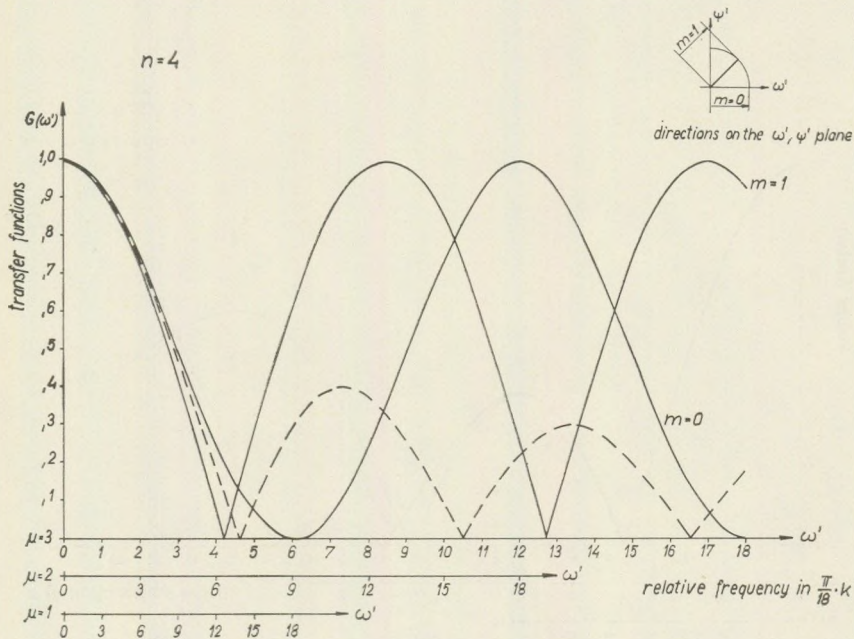


Fig. 1.

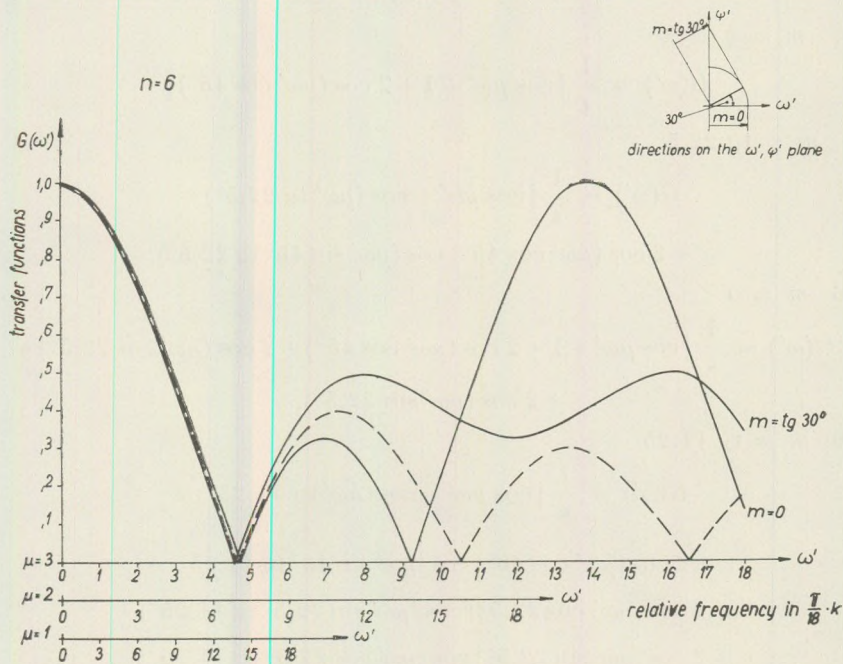


Fig. 2.

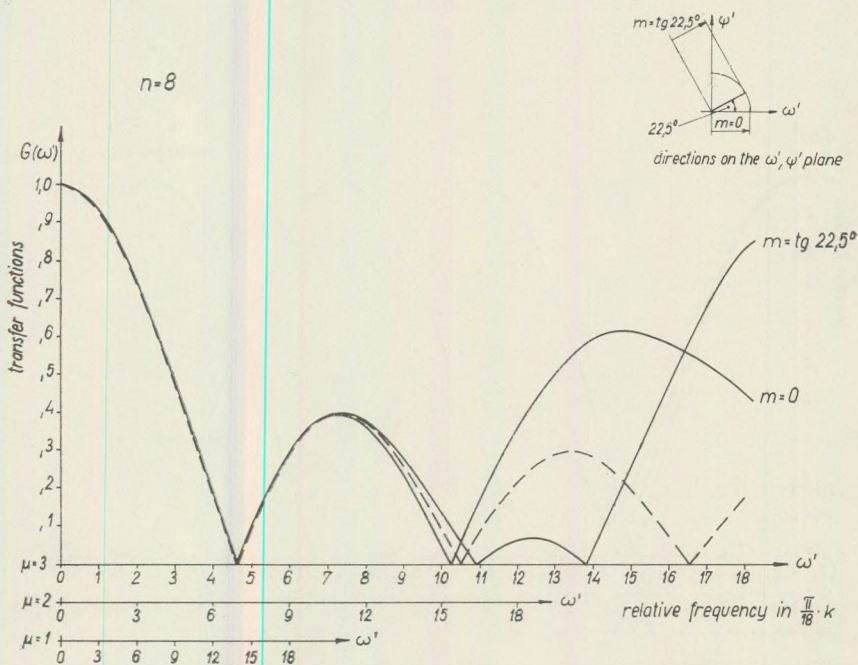


Fig. 3.

If it is necessary to compute averages on different circles during the transformation of a given map, the first thing to do is to determine the effective upper frequency limit ϱ_I of the radial frequency variable ϱ . To do so, we find on the map the direction in which the most rapid changes occur and then compute the upper frequency limit from the profile corresponding to this direction. The limit may be considerably lower than the folding frequency. We then compute the range of relative frequency in which the graphs are to

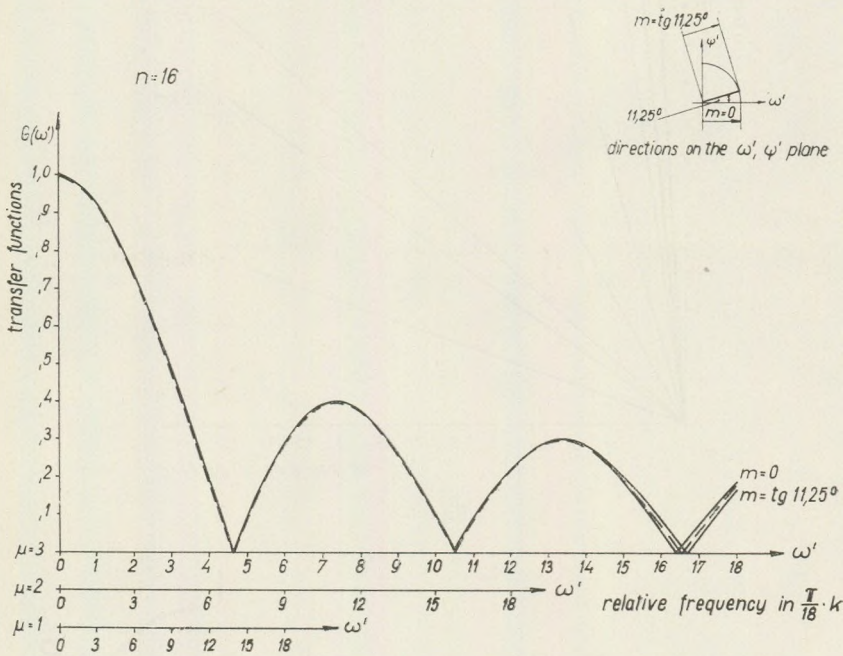


Fig. 4.

be compared. To facilitate this procedure, a simple parallel chart is given as Fig. 5. representing the connection between the true and relative frequencies for different station distances s as parameter. The given r and an average station distance (to be set in any case higher rather than lower) yields the value of parameter μ . Using the graphs in Figs. 1-4, there can be found the least number of points necessary to make the deviation from the curve of the non-directional frequency response negligible in the appropriate range of $\mu \varrho'$ (or $\mu \omega'$).

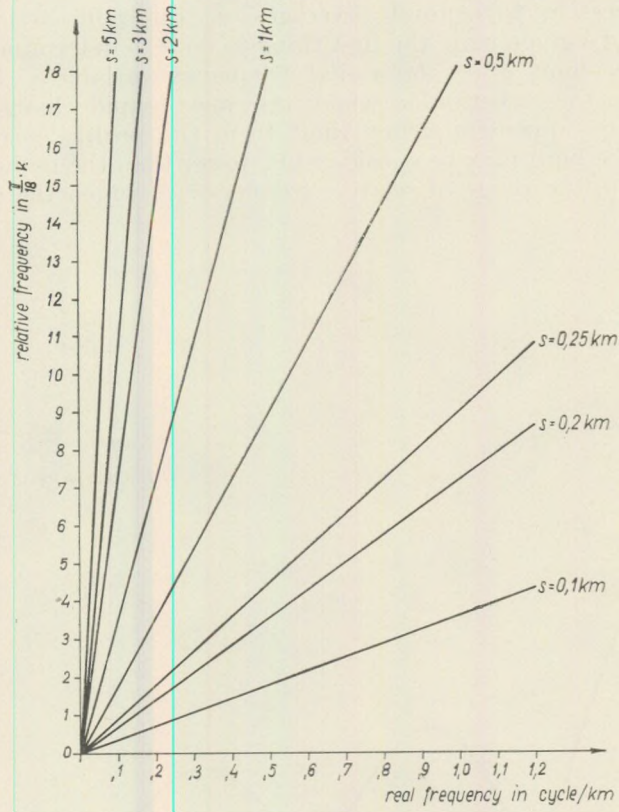


Fig. 5.

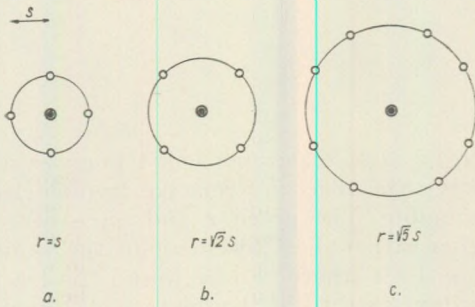


Fig. 6.

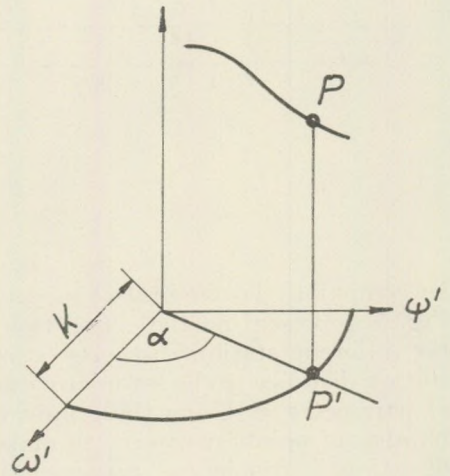


Fig. 7.

Some details of grid methods

In this section the transfer functions of some point arrangements used in grid computations will be computed. Figure 6. shows the simplest and most frequently employed arrangements. The transfer function for $\mu = 1$, $n = 4$ (6/a) given by (14) was already investigated. A simple computation yields

for $\mu = \sqrt{2}$, $n = 4$ (see Fig. 6/b)

and $\mu = \sqrt{5}$, $n = 8$ (see Fig. 6/c)

the following transfer functions:

$$G_{4,\mu=\sqrt{2}}(\omega', \psi') = \cos(\sqrt{2} \omega') \cos(\sqrt{2} \psi'), \quad (31)$$

and

$$G_{8,\mu=\sqrt{5}}(\omega', \psi') = \frac{1}{2} [\cos(2\sqrt{5} \omega') \cos(\sqrt{5} \psi') + \cos(2\sqrt{5} \psi') \cos(\sqrt{5} \omega')] \quad (32)$$

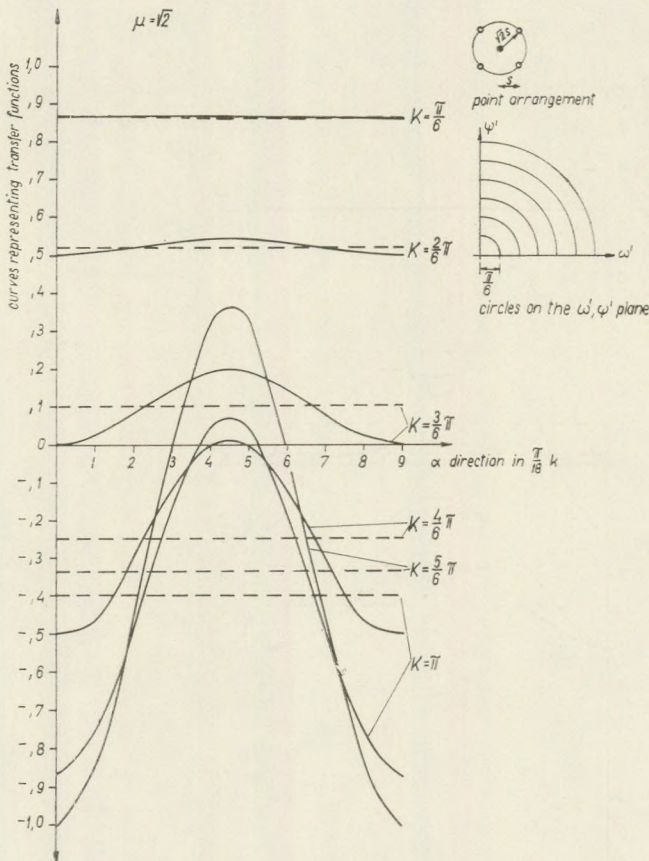


Fig. 8.

In the preceding section the surfaces representing the transfer functions were investigated along some fixed directions. Let us consider now a fixed circle on the ω', ψ' plane:

$$\omega'^2 + \psi'^2 = K_1, \text{ or: } \varrho' = K (= \sqrt{K_1}).$$

A cylindrical surface jacket containing this circle and perpendicular to the ω', ψ' plane intersects the surfaces in certain characteristic curves (see Fig. 7.). The perpendicular distances of the points P on this curve from the ω', ψ' plane PP' , depend on the direction α indicated by the point P' and on the radius K . Let us regard α as the argument and K as the parameter. Figs. 8. and 9. show

the functions for the values of the parameter $K = \frac{\pi}{6} \cdot k$ (where $k=0, 1, \dots, 6$).

The curves represent the averages over 4, 6, 8 and 16 points, respectively, as well as the average by integration (dotted lines) on the circles $r = \sqrt{2} s$ and $r = \sqrt{5} s$.

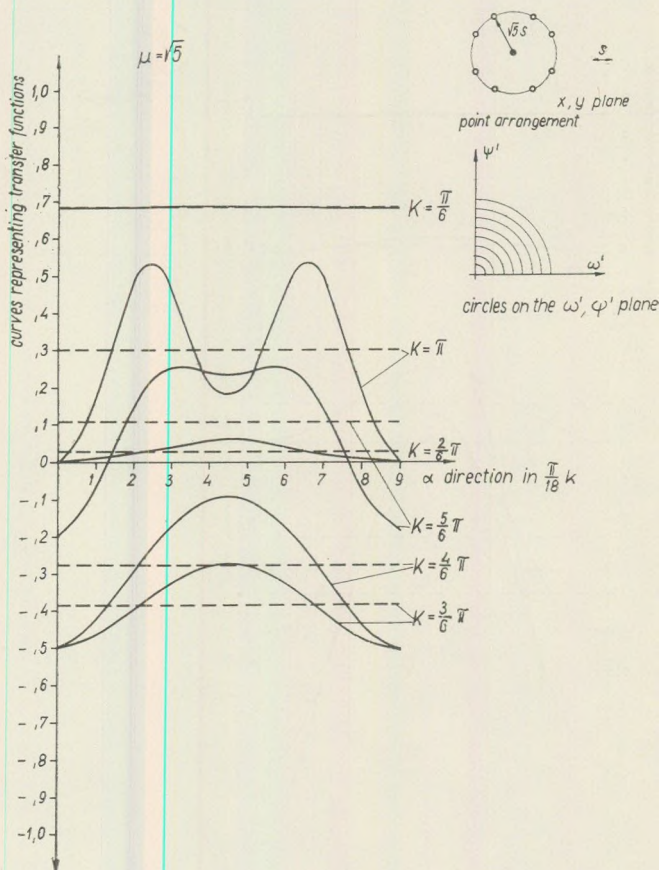
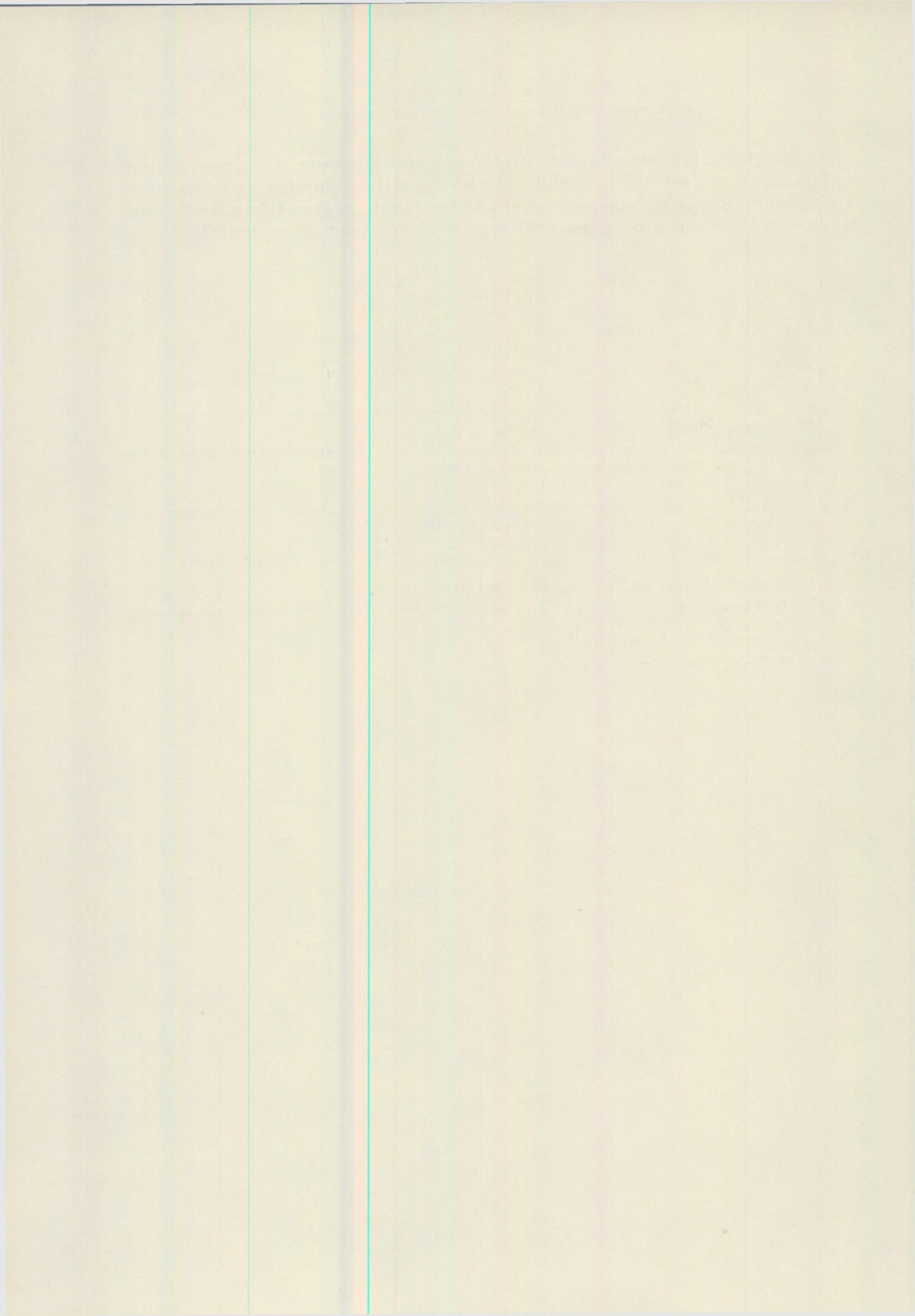


Fig. 9.

Using the equations (9) and (10) the transfer functions (frequency responses) of any given set of coefficients can be similarly computed and illustrated. These functions unambiguously characterize the transformations and permit to predict their effect on a map without any experimental computation.

REFERENCES

- Byerly, P. E.: Convolution filtering of gravity and magnetic maps. *Geophysics*, v. 30, no. 2, p. 281–284, 1965.
- Dean, W. C.: Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, v. 23, n. 1, p. 97–127, 1958.
- Grosse, S.: Gravimetrische Auswerteverfahren für höhere Potentialentwicklungen. *Freiberger Forsch. – H. C 40*, Berlin, 1957.
- Hergerdt, M.: Ein Vergleich von nach verschiedenen Näherungsformeln berechneten Werten von U_{zzz} für theoretische und praktische Beispiele. *Gerlands Beitr.* 66, p. 4–22, 1957.
- Meskó, A.: Some notes concerning the frequency analysis for gravity interpretation. *Geophysical Prospecting*, v. 13, n. 3, p. 475–488, 1965.
- Tomoda, Y. and Aki, K.: Use of the function $\frac{\sin x}{x}$ in gravity prospecting. *Proc. of the Jap. Acad. Tokyo*, 31, p. 443–448, 1955.
- Tsuboi, Ch. and Tomoda, Y.: The relation between the Fourier series method and the $\frac{\sin x}{x}$ method for gravity interpretation. *J. of Phys. of the Earth*, 6, p. 1–5, 1958.



PATHOLOGISCHE JURASSISCHE AMMONITEN AUS DEM BAKONY-GEBIRGE

von

B. GÉCZY

Paläontologisches Institut, Eötvös-Universität, Budapest
(Eingegangen am 1. IV. 1965)

ZUSAMMENFASSUNG

Es werden aus der reichen jurassischen *Ammoniten*-Fauna von Csernye die zum „forma verticata“-Typus gehörige *Erycites sp.*, *Emileia sp.* und die vermutlich in diese Verletzungsgruppe gehörende *Dumortieria sp.*, die zum „forma seccata“-Typus gehörige *Erycites sp.*, die zum „forma seccata“- (bzw. „forma iuxtasulcata – iuxtalobata“-) Typus gehörige *Tmetoceras sp.* beschrieben. Die kranke Form ist wahrscheinlich durch *Docidoceras sp.* und *Hildoceras sp.* vertreten. Im Vergleich mit der Gesamtf fauna ist die Anzahl der pathologischen Exemplare von Csernye sehr gering (0,1%), was sich vermutlich durch die schwimmend – schwebende Lebensweise der Ammoniten erklären lässt.

Für pathologische Erscheinungen im Kreise der jurassischen *Ammoniten* sind schon in den klassischen Monographien des vorigen Jahrhunderts zahlreiche Beispiele gegeben. (Z. B. Zieten, 1830, T.: 13, f.: 7, Reynès, 1867, T.: 28, f.: 19–22, Meneghini, 1867–1881, T.: 7, f.: 5, Quenstedt, 1883–1885, T.: 12, f.: 13, usw.) Der erste Versuch zur Systematisierung der pathologischen Erscheinungen wurde von Engel (1894) gemacht, der unter dem Wort „abnorm“ die krüppelhaften, kranken, verletzten, Bastard- und senilen Formen verstand. In einheimischer Beziehung wendete Vadasz (1909) Engel's Einteilung an. Eine vom medizinischen Gesichtspunkte berechnete Kritik der Einteilung von ungarischer Seite ist A. Tasnádi Kubacska's (1962) Verdienst. Die im Kreise der jurassischen *Ammoniten* beobachteten Anomalien teilt Hölder (1956) neuerdings in drei Gruppen ein, Formen von verletztem, krankem und asymmetrischem Gehäusebau unterscheidend.

Die Jura-Schichtenreihe des Csernyeer Tűzkövesárok (Bakony-Gebirge) beherbergt eine reiche Pliensbacher, Toarcer, Aalénien- und Bajoc-*Ammoniten*-fauna. Aus der Fauna sind verletzte, asymmetrische und kranke Formen gleichermaßen bekannt.

Im Kreise der Verletzungen bezeichnet Hölder (1956) mit der Bezeichnung „forma verticata“ solche *Ammoniten*, bei denen sich die Skulptur in Form einer Brechung der Rippen auf einer Seite des Gehäuses plötzlich ver-

ändert. Über die dem „forma verticata“-Typus angehörigen *Ammoniten* haben die folgenden Forscher Beispiele mitgeteilt: Fraas (1863, T.: 1, f.: 2), Engel (1894, T.: 1, f.: 4), Daqué (1921, p. 695, Textf. 333), Hölder (1956, p. 98, Textf. 3), Théobald (1958, p. 24, T.: 1, f.: 1). In Csernye gehören diesem Verletzungstypus *Erycites* sp., *Emileia* sp. und vermutlich *Dumortieria* sp. an.

Erycites fallifax Arkell Nr 7120 (1957) ist ein grossgewachsener Steinkern mit Wohnkammer (Durchmesser 94 mm), dessen Skulptur am Wohnkammerteil bis zum Durchmesser = 81 mm regelmässig ist. Von hierab hören die Rippen an einer kleinen Fläche in der Nähe des inneren Seitenviertels auf, und der interne Teil ist vom externen durch einen schmalen ungezierten Streifen getrennt. Gleichzeitig ändert sich auch die Richtung der Rippen. Während die Rippen bis dort nach vorwärts gerichtet waren, sind sie von da an im interen Seitenviertel nach rückwärts gerichtet, der externe Teil der Rippen läuft aber stark vorwärts gerichtet weiter. Beim Durchmesser = 90 mm hört die Erscheinung auf und die Rippen setzen sich aufs neue regelmässig nach vorn gebeugt fort. Vor der endlichen Einlagerung brach das Gehäuse nachträglich noch an mehreren Stellen ein. Die Bruchebenen vermeiden den verletzten Teil: folglich war im verletzten Teil die Schale wenigstens so dick, wenn nicht dicker, als in den früher und später gebauten normalen Schalenabschnitten. Die lokale Unregelmässigkeit der Skulptur ist mit der Verletzung des Mantels verknüpft. Die Trennung der Rippen entspricht der zeitweiligen Schwächung der Kalkausscheidung des Mantels. Auf die Heilung des Tieres kann man daraus schliessen, dass am vorderen Teil der Wohnkammer die Skulptur wiederum regelmässig wird.

In erhöhtem Masse ist *Erycites fallifax* Nr 3054 beschädigt. Die Skulptur des mit der Wohnkammer und dem unversehrten Mündungsraum erhaltenen Steinkerns von Durchmesser = 82 mm ist fast am ganzen letzten Umgang abnormal. Am hinteren Teil der Wohnkammer richten und wölben sich die Rippen leicht vorwärts. Im weiteren Laufe des Wachsens stehen die Rippen weniger dicht, einige von ihnen heben sich stärker hervor (die Flanken des Umgangs selbst bauchen sich leicht aus), und die Rippen biegen sich sehr unregelmässig. Diese Unregelmässigkeit ist beim Durchmesser = 67 mm am ausgesprochensten, dann nimmt sie allmählich ab. Während aber bei der vorigen *Erycites* die Verletzung sich nur auf einen kleinen Teil der Mantelfläche beschränkte, widerspiegelt bei diesem Exemplar eine grössere Fläche des Mantels eine dauerhafte Verletzung. Der Hölder'schen Terminologie (1956) folgend bildet diese Verletzung einen Übergang von der „forma verticata“ nach der „forma cacoptycha“, die durch das stellenweise Ausbleiben der Rippen gekennzeichnet wird. Hölder rechnet die Kakoptychie zum Begriffskreis der Krankheiten, berücksichtigend, dass diese Schwächung der Skulptur nach an *Mollusken* beobachteten Analogien auch durch kleinere Schwankungen der ökologischen Verhältnisse hervorgerufen werden kann. In Csernye, wo die Erscheinung nur an einem Exemplar beobachtet worden ist, konnte die Änderung der ökologischen Verhältnisse als Ursache kaum eine Rolle spielen. Dem Csernyeer Exemplar ähnliche Skulpturmodifikationen wurden von Quedstedt (1883–1885, T.: 12, f.: 13), Lange (1941) und Hölder (1956, p. 98, f.: 5) mitgeteilt.

An der *Emileia* sp. Nr. 1934 ist die Verletzung bei Umgangshöhe = 23 mm beobachtbar. Am äusseren Teile des Gehäuses, in der Nähe des Siphon-Teils ändert sich die Richtung der Nebenrippen, die bis dort den externen Teil regelmässig durchliefen und gleichzeitig wölbt sich das Gehäuse auf. Die Rippen des geschwollenen Teils gleiten etwas vorwärts und kommen entlang eines feinen Risses mit den Rippenfugen der unverformten Skulptur in Deckung. Die Aufwölbung des Gehäuses vor Augen haltend kann man die Verletzung nicht für eine nachträgliche halten, sondern musste sie während der Entstehungszeit der zehn Nebenrippen stattfinden, weil danach der Ablauf der Rippen wieder regelmässig wird. Das Tier hat sich von der Verletzung vollständig geheilt, da sich nach der Verletzung die Kammer fortsetzte.

Die *Dumortieria cf. dumortieri* Nr. 1167 ist wahrscheinlich in den „forma verticata“-Typus einzureihen, an dessen Wohnkammer in der Nähe der ursprünglichen Mündung die Richtung der Rippen unregelmässig wird. An den internen Umgängen richten sich die Rippen, wie gewöhnlich bei den Dumortierien, vorwärts. Beim Durchmesser = 65 mm wird die externe Seite und der externe Teil des Steinkerns unförmig, was sich eventuell als nachträgliche Verformung deuten lässt. Beim Durchmesser = 80 mm ist an der internen Seite die Rückwärtsrichtung der Rippen, dann jenseits der Eintiefung der Seitenmitte die Vorwärtsbeugung der Rippen gut beobachtbar. Die volle Abmessung des Exemplars ist 87 mm. Es ist nicht gut genug erhalten, um zu entscheiden, ob die Verletzung der Wohnkammer das Umkommen des Tieres verursachte, oder ob dieses den beschädigten Hausteil zu regenerieren vermochte.

Die Spur einer seltsamen Verletzung ist am *Erycites* sp. Nr. 2350 zu sehen. Dieses Exemplar ist von normalen Abmessungen: Durchmesser = 68 mm. Die letzten $\frac{3}{4}$ des Umgangs entsprechen der Wohnkammer, an welcher die Rippen bis zum Durchmesser = 63 mm regelmässig sind. In diesem Punkte aber stossen zwei, früher schon verzweigte Rippen am externen Teil abnormal zusammen. Gleichsam als Erklärung der Zusammenwachsung der Rippen ist an der anderen Seite des Umgangs, nahe an der Nabelsutura, eine kleine, wohlbegrenzte Eintiefung von 9 mm Durchmesser und 4 mm Breite und unregelmässiger ovaler Form am Steinkern zu sehen. Die Seitenskulptur ist an dieser gedrückten Fläche ungeändert. Zwischen der Eintiefung und der Mündung läuft eine eigenartige, enge (0,3 mm), schlingenartig gekrümmte Furche in der Richtung der Mündung durch. Da sich die Skulptur der Seitenwand längs dieser Furche ein wenig ändert, handelt es sich keineswegs um die Spur eines fremden Gehäuses, das an die interne Wand des Gehäuses nachträglich anwuchs und nach der Bildung des Steinkerns nachträglich wieder aufgelöst wurde, sondern um eine noch im Leben des Tieres stattgefundene Verletzung der Schale, worauf der Mantel an der gegenüberliegenden Seite mit der Veränderung der Skulptur reagierte. Auf Grund der Eintiefung lässt es sich nicht entscheiden, ob bei der Verletzung der Schalenteile in die Wohnkammer einfach eingedrückt wurde, oder ob das Tier den anlässlich der Verletzung ausgerissenen ehemaligen Mündungsrand sofort ersetzen konnte. Die an der Seitenmitte hinziehende schmale Furche ist vielleicht der Beweis der langsamen Heilung des Mantels. An der verletzten Stelle breiten sich die Umgänge interessanterweise aus. Vor der Eintiefung ist das Verhältnis der Breite zum Durchmesser 31,8% und hinter der Eintiefung 35,9%. Simoulin (1946) weist in einer

exquisiten Studie darauf hin, dass im Kreise der Reineckien die die Einschnürungen begleitende Zunahme der Abmessungen dadurch erklärbar ist, dass zur Zeit der Einschnürung der Gehäusebau stillsteht, während der Weichkörper weiter wächst. Als das Gehäuse wieder zu wachsen anfängt, nimmt der Umgangsquerschnitt plötzlich zu. Diese Erklärung passt gut auf das Csernyeer Exemplar. Wahrscheinlich wurde durch die Verletzung des ehemaligen Mündungsrandes der Gehäusebau für eine kleine Weile aufgehalten. Nach der Heilung der Verletzung breitete sich das neugebaute Gehäuse aus, um den inzwischen gewachsenen Weichkörper in sich aufnehmen zu können. Hölder fasst die in der Aufschneidung oder Zerschneidung des Gehäuses sich offenbarenden Formen unter dem Namen „forma seccata“ zusammen. Das Exemplar Nr. 2350 gehört zweifellos zu dieser Gruppe. Ob aber die Verletzung wirklich auf den Angriff von *Decapoden* zurückzuführen wäre, ist sehr zweifelhaft. Solche Verletzungen können durch Raubfische, oder in der Paarungszeit sogar durch Weibchen hervorgerufen werden (Loesch, 1912).

Die Tätigkeit aassfressender Organismen wird, obwohl *Decapoden* in der Csernyeer Fauna bisher unbekannt sind, eher im Falle des Exemplars Nr. 1692 verdächtig. Dieses gehört zur Art *Hammatoceras spinosum*. Sein Durchmesser beträgt 96 mm und seine Wohnkammer nimmt $\frac{3}{4}$ des letzten Umganges ein. Bis zum Durchmesser = 73 mm sind die Umgänge regelmässig, nachher gehen aber die zwei Seiten der Schale an der Kielregion so weit auseinander, dass beim Durchmesser = 88 mm am Kielteil die zwei Seiten der Schale durch einen 10 mm breiten, mit Sediment ausgefüllten Streifen getrennt sind, der eine ehemalige Öffnung andeutet. Der Aufbruch der Schale erfolgte entweder im Leben des Tieres (in welchem Falle er gewiss zu seinem Umkommen führte), oder nach seinem Tod. Die Erscheinung kann auch zum Kreis der „forma seccata“ gezählt werden, weicht aber von jenen bogenförmigen Biss-Spuren ab, die an von Kindern mit Schere ausgeschnittene Papiermuster erinnern und durch Roll (1935) und Hölder (1955) in der Seichtmeerfauna beobachtet worden sind.

Unter Asymmetrie versteht Hölder die Veränderung der Symmetrieverhältnisse des äusseren (conotheca) und des inneren Gehäuses (phragmiconus), mit der Verschiebung teils des Kiels, teils der Suturlinie. Zu dieser Erscheinung finden wir Beispiele in Csernye im Kreise der Aalener *Tmetoceraten*, bei welchen die Verschiebung der äusseren Furche von der Symmetrieebene auch an zwei Exemplaren beobachtbar ist. *Tmetoceras scissum* Nr. 2983 ist ein Steinkern von mittleren Ausmassen (Durchmesser = 57 mm), der sich samt der Wohnkammer erhalten hat. Die Skulptur ist ein wenig dichter, als bei dem Typus: der letzte Umgang ist mit 60 Rippen verziert, von denen die am Vorderteil der Wohnkammer gelegenen einen welligen Verlauf haben. Bis Durchmesser = 37 mm läuft die Furche regelmässig am äusseren Teil. Darauf folgend schieben sich aber die Rippen der einen Seite über den externen Teil, während sich die Rippen der anderen Seite verkürzen. Die etwa 3 mm breite Furche ist auf die mit kurzen Rippen gekennzeichnete Seite verschoben. Wo sich die Furche aus der Symmetrieebene fortbewegt, werden die geraden Rippen durch zwei-drei vorwärts gewölbte Rippen abgelöst, deren äusseren Enden weniger knotenartig sind, als die der anderen Rippen. Die Einschnürungen treten auch an dem durch eine Furchenverschiebung gekennzeichneten

Teil des Umgangs regelmässig auf. Gleichzeitig mit der Furchenverschiebung verändert sich aber auch die interne Gehäusestruktur. Nämlich baut sich die externale Lobe, aus der Symmetrieebene weggerückt, in die verschobene Furche ein. Da sich die Furchenverschiebung auf mehr als einen Umgang erstreckt, ist die Erscheinung nicht durch eine nachträgliche Deformation des Steinkerns erklärbar.

Tmetoceras scissum Nr. 4412 ist ein Fragment einer Wohnkammer, ein halber Umgang lang. Die Furche ist am ganzen erhaltenen Umgangsteil nach der einen Seite verschoben. Die Rippen verjüngen sich ein wenig, besonders beim hinteren Teil an der Seitenmitte, und brechen sich ein wenig. Eine Rippe verzweigt sich unregelmässig an der internen Seite. In Ermangelung der gekammerten Umgänge ist es fraglich, ob die Verschiebung der Furche eine Modifikation der Suturlinie zur Folge hatte.

Hölder (1956) bezeichnet Formen mit asymmetrischem Kiel mit dem Namen „forma iuxtacarinata“ und Formen mit asymmetrischen Suturlinien mit „forma iuxtalobata“. Nachdem im Falle der Csernyeer *Tmetoceraten* nicht der Kiel, sondern die Furche asymmetrisch liegt, schlagen wir zu deren Bezeichnung die Benennung „forma ixtasulcata“, (bzw. im Falle des kompletten Exemplars Nr. 2983 „forma ixtasulcata-iuxtalobata“) vor.

Zweifelsohne ist die Verschiebung der Furche nicht mit der Änderung der Lebensweise, mit dem Übertritt zu einer kriechenden Bewegung am Meeresboden verknüpft. Einer solchen Annahme widerspricht nicht nur der Umstand, dass in Csernye Spuren von Benthos-Wesen aus dem Aalénien fehlen, sondern auch die Seltenheit der Erscheinung. Wir haben bislang keine Erwähnung von *Tmetoceraten* mit asymmetrischen Gehäusen in der Literatur gefunden, und die Erscheinung ist auch in Csernye von untergeordneter Bedeutung (0,5%). Es wäre eine weitere Möglichkeit, die Verschiebung der Furche für das Merkmal einer schädlichen (lethalen) Mutation zu halten. In diesem Falle hätte aber die Verschiebung schon im frühen Wachstumszustand eintreffen sollen. Die Seltenheit der Asymmetrie und ihr plötzliches Auftreten machen es sehr wahrscheinlich, dass die Verschiebung der Furche die Folge einer (inneren?) Verletzung war. Diese Annahme wird auch durch die Änderung der Form der Rippen unterstützt.

Die Verletzung (Krankheit?) der *Docidoceras sp.* Nr. 7563 hat unmittelbar den Weichkörper berührt. Bis Diameter = 89 mm ist die Skulptur der Umgänge regelmässig. Darauf folgend aber wulstet sich das Gehäuse, bzw. der das Gehäuse ausscheidende Weichkörper am äusseren Teil unregelmässig aus. An dem am meisten ausgewölbten Teil fließen die Rippen zusammen, und am Randteil der Schwellung verdicken sich die Rippen so, dass der Breite zwei früheren Rippen hier nur eine einzige Rippe entspricht. Die Erscheinung ist fast an einem Viertel des Umgangs beobachtbar, wobei die Zahl der unregelmässigen Rippen 19 beträgt. Nach dem Durchmesser = 93 mm wird der Wuchs wieder regelmässig. Dass das Gehäuse von der Verletzung nicht getroffen wurde, ist durch das Fehlen einer Bruchlinie am papierdünnen Gehäuse bewiesen. Die Vorrückung des Tieres in der Wohnkammer dürfte auch hier nach der Heilung erfolgt sein: die Suturlinie stimmt am sich auswölbenden Gehäuseteil mit der Suturlinie der früheren Septa überein. Diese Tatsache

beweist die Plastizität des inneren Gehäusebaus: obwohl der innere Raum des Gehäuses wesentlich abgeändert ist, ist das schon geheilte Tier im gegebenen Raum zur Verwirklichung des ursprünglichen Septumplans fähig. Wenn die Verletzung nicht den vorderen Teil des Tieres berührt hätte, sondern denjenigen, der die Ausscheidung des Septums ausführt, so hätte man kaum einen regelmässigen Septumbau erwarten können.

Mit Vorbehalt kann auch die von Dr. R. Streda gesammelte Form aus dem Kreise der *Hildocerataceen* Nr 7574 zu den pathologischen Exemplaren gezählt werden. Die Abmessungen des kleinen, gut erhaltenen Steinkerns sind: Durchmesser 24 mm, Höhe 10 mm (41,5%), Breite 8 mm (33,5%), Nabel 9 mm (37,5%). Der Nabel ist eng und untief, die Nabelwand gewölbt, die Nabelkante stark abgerundet. Die Seiten sind milde gewölbt: am inneren Seitendrittel bilden sie eine, nur bei günstiger Belichtung beobachtbare seichte, spirale Nut. Die Seiten gehen allmählich in den hohen, gewölbten äusseren Teil über, ohne eine externe Kante zu formen. Von einem Kiel gibt es keine Spur. Statt dessen wölbt sich der externe Teil hie und da auf. Der Querschnitt der Umgänge ist oval: er ist an der Seitenmitte am breitesten. Am letzten Umgang ist die Anzahl der Schwellungen 16. Die Skulptur ist gut entwickelt, beschränkt sich aber hauptsächlich auf die externe Seite. Die interne Seite ist bei einem grösseren Durchmesser glatt. Die Rippen treten in der Nähe der Seitenmitte auf, sehr stark rückwärts gerichtet und sehr sanft nach hinten gewölbt. Die Rippen sind schmäler als die Rippenfugen. Am letzten Umgang ist die Anzahl der stark hervorragenden Rippen 29. Am externen Drittel der Seite sind die Rippen verschwommen, und durchqueren den externen Teil auf zahlreiche schmale Rippen verzweigt. Wohnkammer und Mündung sind unbekannt. Die Suturelinie weist einen *Hildoceras*-Charakter auf: die externale Lobe ist kürzer als die breitstämmige, durch parallele Seiten begrenzte, in drei asymmetrischen Gipfeln endende laterale Lobe. Die externe Nabellobe ist unentwickelt und liegt über der Nabelkante. Der externe Sattel ist sehr breit und die Median Inzision ist unentwickelt.

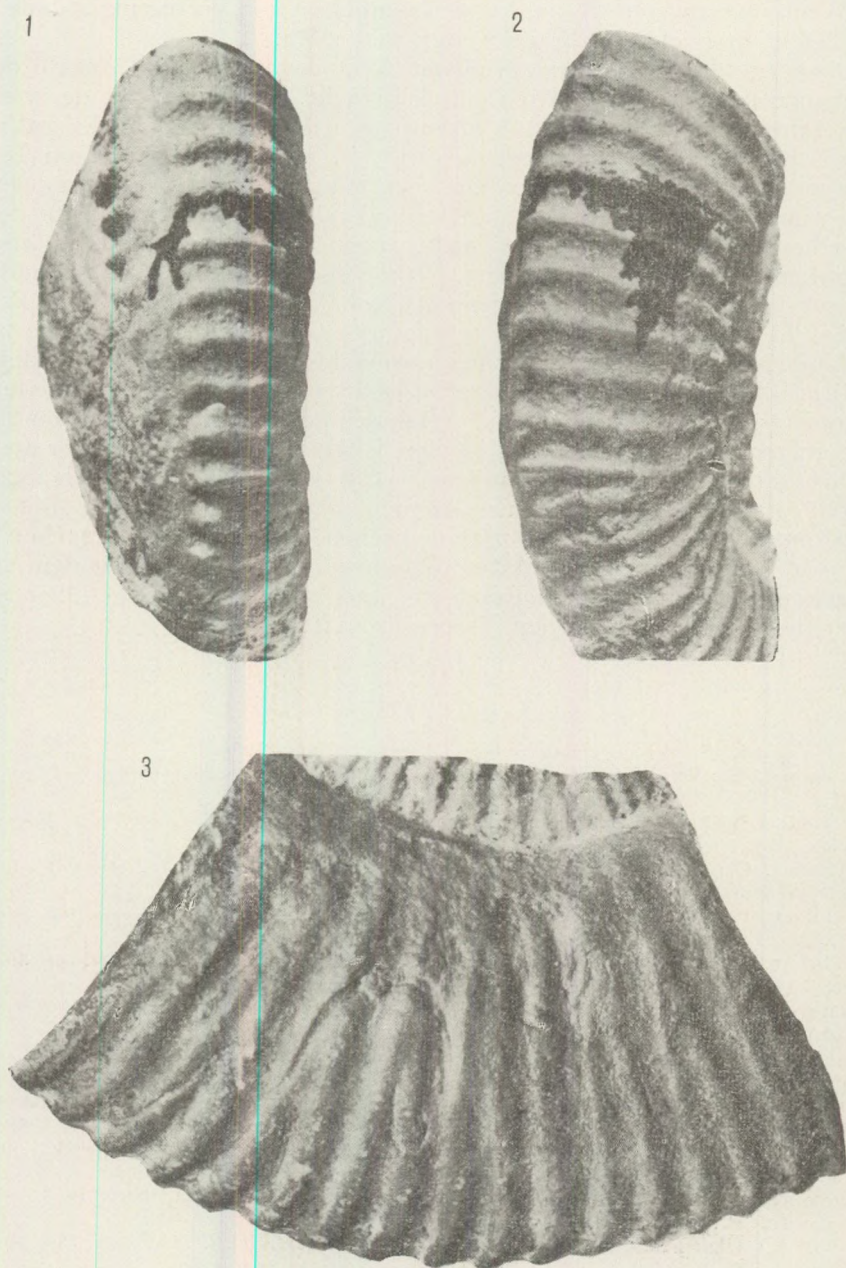
Die spirale laterale Furche, die stark nach rückwärts gerichteten Rippen und die einfache, durch eine kleine Median Inzision gekennzeichnete Lobenlinie weisen auf den Formenkreis des *Hildoceras* hin. Das Csernyeer Exemplar weicht aber grundsätzlich von *Hildoceras* im Bau des externalen Teiles ab, da bei unserem Exemplar die Furche und der Kiel fehlen, und die Rippen den externen Teil verzweigt durchziehen. Eine Form von ähnlich abgerundetem externem Teil wird von Buckman (1918, p. 114 B) als ein verkrüppelter („cripple“) *Hildoceras bifrons* beschrieben. Auch diese Form aus England weicht in ihren Abmessungen vom *Hildoceras bifrons* ab. Maubeuge (1949, p. 139) veranschaulicht an mehreren Exemplaren, dass bei *Ammoniten* von verschiedenem Alter und verschiedener taxonomischer Lage, die Berührung der beiderseitigen Rippen untergeordnet auftreten kann. Maubeuge nimmt die Erscheinung für eine im genetischen Sinne genomene Mutation. Hölder (1956, p. 101) deutet die Abnormität durch eine Krankheit, und schlägt für die Bezeichnung der Exemplare die Benennung „forma circumdata“ vor. Im gegebenen Falle haben wir gar keinen Anhaltspunkt, um zu entscheiden, ob die seltsame Form des Csernyeer Exemplars eine Krankheit, eine lethale Mutation, oder eventuell eine selbstständige Position im System spie-

gelt. Wenn eine grössere Anzahl von Exemplaren zur Verfügung stünde, wäre es vielleicht möglich, die Frage weiter zu prüfen.

Diese letztere *Hildoceras sp.* ausser Acht lassend, ist die Anzahl der beschriebenen pathologischen Exemplare nur acht. Verglichen mit der vollständigen Ammonitenfauna von 7586 Exemplaren ist also die Zahl der pathologischen Exemplare auffallend gering (0,1%!). Da an einem grossen Teil der Csernyeer Ammoniten die obere Seite des Steinkerns mehr oder weniger aufgelöst wurde und ein Teil der Verletzungen sich nur auf eine Seite des Gehäuses beschränken dürfte, ist es nicht ausgeschlossen, dass das untersuchte Material ursprünglich noch weitere pathologischen Exemplare enthielt. Der Verfasser hatte früher die Gelegenheit, eine kleinere, zum sessilen Benthos gehörige Tiergruppe zu studieren (*Cyclolites*, G é c z y 1954), wo die pathologischen Exemplare 4% der Fauna ausmachten. Die Abweichung der zwei Verhältnisse ist auffallend und ergibt sich von den Verschiedenheiten der benthonischen und schwimmend-schwebenden Lebensweise. Der an den Meeresboden angewachsene Organismus ist den Räubern des Benthos eher ausgeliefert, als aktiv bewegliche Organismen. Die Häufigkeit der pathologischen Ammoniten wird in der Literatur allgemein betont. Es wäre der Mühe wert, die prozentuale Verteilung der pathologischen Formen zu untersuchen, und zwar nicht an dem musealen Material, sondern im Vergleich mit dem ganzen Faunenkomplex der einzelnen Fundorte, und besonders in Gegenüberstellung der neritischen und pelagischen Vergesellschaftungen.

LITERATUR

1. Buckman, S. S.: Type ammonites. London, 1909 – 1930.
2. Dacqué, E.: Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere, Berlin, 1921.
3. Engel: Über kranke Ammonitenformen im schwäbischen Jura. *Nov. Act. Leopold.* 61, Halle, 1894.
- 3/a. Fraas, O.: Abnormitäten bei Ammoniten. *Jahresh. ver. vaterländ. Naturkund. Württemberg*, 19. Stuttgart, 1863.
4. Hölder, H.: Pelemniten und Ammoniten als Beutetiere. *Aus d. Heimat*, 63, Öhringen, 1955.
5. Hölder, H.: Über Anomalien an jurassischen Ammoniten. *Paläont. Zeitschr.* 30. Stuttgart, 1956.
6. Lange, W.: Die Ammonitenfauna der Psiloceras-Stufe Norddeutschlands. *Palaeontographica*, 93, Stuttgart, 1941.
7. Loesch, C.: Eine fossile pathologische Nautilusschale. *Neues Jahrb. Min. Geol. Pal.* Stuttgart, 1912.
8. Maubeuge, P. L.: Sur quelques échantillons anormaux d'Ammonites jurassiques. *Arch. Inst. Grand. Duc. Luxembourg. Sci. Nat. Phys. Mat. N. S.* Luxembourg, 1949.
9. Meneghini, J.: Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique de Lombardie et de l'Apennin Central. Milan, 1867 – 1881.
10. Quenstedt, A.: Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Stuttgart, 1883 – 1885.
11. Reynès, P.: Monographie des Ammonites, Paris, 1867.
12. Roll, A.: Über Frassspuren an Ammonitenschalen. *Zentralbl. f. Min. Geol. Pal.* Stuttgart, 1935.
13. Tasnádi Kubacska, A.: Paläopathologie. Jena, 1962.
14. Théobald, N.: Quelques malformations chez les Ammonites. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 2. Sér. Geol. 8. Besançon, 1958.
15. Vadasz, E.: Über anormale Ammoniten. *Földt. Közl.* 39. Budapest, 1909.
16. Zieten, C. H.: Die Versteinerungen Württenbergs. Stuttgart, 1830.



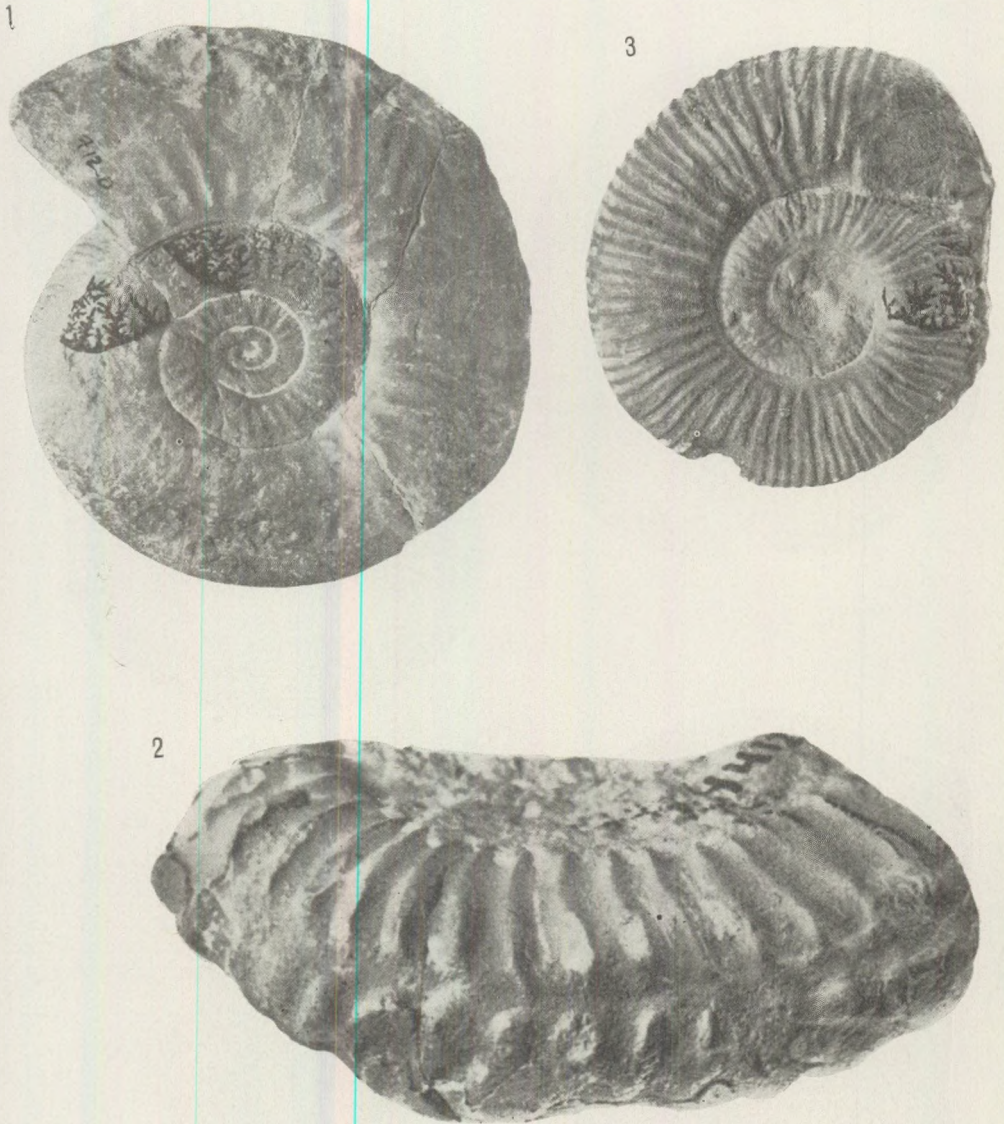
Tafel I.

- Fig. 1. *Tmetoceras scissum* Nr. 2983 (Vergr. 3×)
Fig. 2. *Tmetoceras scissum* Nr. 2983 (Vergr. 3×)
Fig. 3. *Erycites* sp. Nr. 2350 (Vergr. 3×)



Tafel II.

- Fig. 1. *Dumortieria* cf. *dumortieri* Nr. 1167 (Natürl. Grösse)
Fig. 2. *Docidoceras* sp. Nr. 7563 (Vergr. 2×)
Fig. 3. *Emileia* sp. Nr. 1934 (Vergr. 2×)
Fig. 4. *Hildoceras* sp. Nr. 7574 (Vergr. 2×)



Tafel III.

Fig. 1. *Erycites fallifax* Nr. 7120 (Natürl. Grösse)

Fig. 2. *Tmetoceras scissum* Nr. 4412 (Vergr. 3×)

Fig. 3. *Erycites* sp. Nr. 2350 (Natürl. Grösse)

AUSWERTUNG DER PLEISTOZÄNEN SCHNECKENFAUNA VON DUNASZEKCSŐ

von

M. WAGNER

Paläontologisches Institut, Eötvös-Universität, Budapest
(Eingegangen am 1. IX. 1965)

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasserin legt ihre Untersuchungen an der Schneckenfauna der pleistozänen (Riss und Würm) Lösswand der Ziegelei von Dunaszekcső dar. Es wurde aus jeder 10 cm Länge des 21 m hohen Profils eine 10×10×15 cm grosse Probe entnommen, wovon die Schneckenfauna durch Schlämmen gewonnen wurde.

Die Zusammensetzung nach Arten und Anzahl der Schneckenfauna wurde bei jeder Probe einzeln bestimmt. Die Proben ergaben nur solche Arten, die auch heutzutage noch existieren und deren ökologische Ansprüche hauptsächlich auf Grund der Literaturangaben zu bestimmen waren. In Kenntnis dieser Ansprüche war es möglich, die ökologisch-mesoklimatischen Verhältnisse der den Schichten entsprechenden Zeitspannen festzulegen. Das auf Grund der Änderung der Schneckenfauna gezeichnete Profil ist ein Gegenstück des von P. Kriván entworfenen geologischen Profils.

Die Untersuchungen bekräftigten die Annahme, dass die Schnecken, die das Klima gewissermassen widerspiegeln, auch zur Zeitgliederung des Pleistozäns verwendbar sind.

Man findet in der Literatur oft die Ansicht, dass auch die pleistozäne Schneckenfauna zur stratigraphischen Gliederung anwendbar sei. Die Gliederung beruht auf die Annahme, dass unseren Kenntnissen nach die Glieder dieser Schneckenfauna dieselben ökologischen Ansprüche hatten als die heutigen Schnecken. Im Kenntnis der ökologischen Ansprüche kann man dann auf Grund der Schneckenfauna der einzelnen Schichten auf die ökologischen, besonders auf die klimatischen Verhältnisse folgern. In diesem Sinne sprach sich auch Rotarides aus (1942), der seine Untersuchungen an mehreren Punkten der ungarischen Tiefebene ausführte. In diesem Geist haben auch Horváth (1954, 1962, 1963), Horváth – Antalffy (1954) die Ergebnisse ihrer Untersuchungen mitgeteilt, und gleichzeitig auch einige Schwierigkeiten der Untersuchungsmethode beschrieben. Laut dieser Verfasser wird die stratigraphische Auswertung durch die Tatsache erschwert, dass diese Schneckenarten sowohl vor wie nach dem Pleistozän vorkommen und dass viele von ihnen Ubiquisten sind, wogegen die stenöken Arten gegen das Mikroklima der unmittelbaren Umgebung sehr empfindlich sind. Trotzdem

haben diese Forscher ihr Untersuchungsmaterial für auswertbar erachtet. Neuerdings trennte Szónok y (1963) die Würm₂ von der Würm₃; auch nach Krol o p p (1963) ist die pleistozäne Schneckenfauna zur Aufklärung der klimatischen Faktoren verwendbar.

Die Untersuchung, die ich mitteilen möchte, ist von einer ähnlichen Art. Auf Grund der Schneckenfauna der Lösswand von Dunaszekcső strebe ich eine Skizzierung der mesoklimatischen Verhältnisse des Gebiets an. Die Frage hielt ich wichtig, da bislang die detaillierte stratigraphische Gliederung, sowie die Bestimmung des Klima und der Naturverhältnissen anhand der Schneckenfauna keine befriedigenden Ergebnisse lieferte.

Zur Klärung des Problems gewann und bestimmte ich eine Schneckenfauna aus dem 21 m mächtigen Profil der Ziegelei von Dunaszekcső. Dieser Abschnitt enthält nach wörtlicher Mitteilung von P. K r i v á n den Riss und Würm (oberes Pleistozän).

Die Probenahme geschah so, dass ich aus jedem 10 cm der Schichtenreihe eine gleiche Anzahl von 10×10×15 cm grosse Formkörper ausschnitt. Davon habe ich die Fossilien ausgeschlämmt, teils an Ort und Stelle, teils im Laboratorium des Paläontologischen Lehrstuhls der Eötvös Universität. Zur Schlämmlung gebrauchte ich Siebe von 0,3 mm und 0,6 mm Lochweite. Die grössere Lochweite war durch die Korngrösse des Bodens, die kleinere durch die Winzigkeit und besonders Zerbröckeltheit der Schnecken empfohlen. Von den gebrochenen Häusern habe ich immer nur die Gipfel in Rechnung genommen.

Um die gesammelten Schnecken zur Kennzeichnung des Klimas der einzelnen Schichten leichter anwenden zu können, habe ich die Schneckenarten vom ökologischen Gesichtspunkte nach den rezenten malakologischen Literaturangaben gruppiert und die folgenden vier Gruppen unterschieden:

1. Gruppe: Wärmeliebende Arten

Abida frumentum Draparnaud kommt auf sonnigen, grasigen Flächen, um Grashüscheln, an alten Steinmauern massenhaft vor Clessin (1871), E h r m a n n (1933), W o l f (1934) und S o ó s (1943) bestätigte, dass sie die Wärme ausgesprochen benötigt, darum ist sie in trockenen Gebieten über Kalk oder Löss sehr häufig. Dies wurde auch durch W a g n e r's Forschungen (1935) bestätigt. Nach N ö l l e r (1929) liebt sie die hellen, lichten Wälder.

Truncatellina cylindrica Férussac. Nach W o l f (1934) lebt sie an südlich gerichteten Hängen, sonnigen Flachländern, ausgesprochen zur Wärme und Trockenheit gebunden. S o ó s (1943) ist auch derselben Meinung, doch fügt er zu, dass sie auch unter morschem Pflanzendetritus vorkommt, wo sie ihre Lebenstätigkeit meistens nach Regen fortsetzt.

Pyramidula rupestris Draparnaud kommt manchmal massenhaft in Kalksteinfelserissen vor (S o ó s 1943). Wie F r ö m m i n g (1954) erwähnt, ist sie ausgesprochen felsensässig, mit ihrer Lebensgrenze in 3000 m Höhe. Ihre Nahrung soll nach L a v o g l e r (1890) aus felsensessenden Algen bestehen. Dies scheint auch dadurch bestätigt zu sein, dass ihr Exkret viel Karbonat enthält.

Imparietula tridens O. F. Müller ist an grasigen, buschigen Orten, unter Felsen, am Tiefland sehr häufig (Wagner 1935, Soós 1943). Czögler (1935) beobachtete sie sporadisch auch in den Überschwämmungsgebieten der Theiss. Klemm (1947) ist ähnlicher Meinung. Uhl (1927) schreibt, dass sie eine verborgene Lebensweise führt, ihren Schlupf im Boden aushöhlt und nur bei warmem, feuchtem Wetter hervorkommt.

Zebrina detrita O. F. Müller. Sie lebt an kalkigem Boden, an grasigen Berg- oder Weingarten-Abhängen oder an besonnten, warmen, trockenen Hügeln (Geyer 1930, Soós 1943). Nach Beobachtungen von Mazek-Fialla (1933) hat sie die Wärme sehr gern, doch kapselt sie sich bei grosser Hitze ein und zieht sich in ihren irdischen Schlupf zurück. Über ihre Lebensweise berichten uns Mattes (1936) und Mäder (1939), dass sie Mulme, Exkremente von Schafen und Hasen sehr gerne fressen. Nach Mäder's Beobachtung fressen sie die trockenen Pflanzenteile nur nach Aufschnupfen reichliches Wassers.

2. Gruppe: Feuchtes, offenes Gelände liebende Arten

Carychium minimum O. F. Müller ist eine Flachlandspezies, die sich am liebsten in Wassernähe aufhält, bzw. auch häufig an feuchten, moorigen Wiesen vorkommt (Kormos 1912, Soós 1943).

Cochlicopa lubrica O. F. Müller. Unter moosigen Steinen, an feuchten Wiesen, bergigen und hügeligen Geländen ist sie häufig (Wagner 1935, Soós 1943). Nach Wolf's Beobachtungen ist sie auch noch in 2400 m Höhe zu finden.

Vitrea crystallina O. F. Müller. Sie kommt in waldigen, buschigen Geländen, an Uferpflanzen, in Flach- und Hügelländern gleicherweise vor (Soós 1943). Bei Quellen, über Moospolstern tritt sie massenhaft auf (Wolf 1934, Boettger 1935, Schmierer 1936, Frömming 1954).

Zonitoides nitidus O. F. Müller. Im Flach- und Bergland ist sie gleicherweise anwesend, an feuchtigen Wiesen, sumpfigen Abhängen sehr häufig (Soós 1943, Frömming 1954). Jaeckel (1936) fand sie an Wiesen salzliebender Pflanzen auf. Über ihre Lebensart bemerkt Lavogler (1890), dass sie zerfallende Pflanzenteile, Pilze frisst, und selten raubtierische Triebe offenbart.

Columella edentula columella Martens. Sie lebt in feuchten Gegenden üppiger Vegetation, im Busch an Bachufern. Ihr Verbreitungskreis ist sehr weit (Lindholm 1928, Wolf 1934, Soós 1943). Nach Trübsbach (1934) liebt sie ausgesprochen die Kälte. Nach Clessin's Bestimmung (1882) lebt sie lieber unter als über Tag. Nach Müller (1910) besteht ihre Nahrung aus Feldblumen, morschen Blättern.

Perforatella bidens Chemnitz. Sie ist häufig in sumpfigen Gebieten, an Ufern von Gräben, Quellen, an Wiesen und in flussnahen Erlenwäldern (Polinski 1924, Seidler 1934, Soós 1943, Frömming 1954). Der letztere Forscher bemerkt noch, dass sie ausdrücklich Bodenbewohner ist und hauptsächlich zweijährige Laubblätter und morsche Holzstückelchen frisst. Hässlein (1934) ist der Meinung, dass die relative Erwärmung ihres Biotops ihre Entwicklung bedeutend begünstigt. Sie lebt in Kolonien.

Arianta arbustorum Linné. Sie ist in laubigen Auenwäldern, Flach-, Hügel-, Bergländern, auf Wiesen, an Ufern, im offenen Gelände selbst über der Baumgrenze sesshaft, aber immer nur in feuchten Biotopen (Wagner 1941, Soós 1943). Trotz ihrer grossen Anpassungsfähigkeit bevorzugt sie die nördlichen Abhänge gegenüber den südlichen. Auf die Eigenarten des Bodens ist sie sehr empfindlich, nach Wolf (1934) hat sie Dolomittfelsen gern. Sie frisst die verschiedensten grünen Pflanzen und ist auch schädlich für Gartengewächse (Frömming 1937). Clessin (1882), Jaeckel (1882), Polinski (1924), Rensch (1932), Hesse (1934/36), Jaeckel jun. (1934) sind zur Auffassung gekommen, dass die Dicke und Grösse der Schale durch den Kalkgehalt des Bodens beeinflusst wird.

3. Gruppe: Feuchtigkeitsliebende Arten

Orcula doliolum Bruguière. Sie lebt an feuchtigen, schattigen Orten, in Felsenrissen, unter gefallenem Laub und Steinen, hauptsächlich im Bergland als ein ausgesprochenes Waldtier (Lindholm 1928, Wagner 1935, Soós 1943).

Orcula doliolum Draparnaud. Sie ist an moosigen Felsen, in Wäldern an Baumstämmen, unter gefallenem Laub, aber nur an kalkigen Stellen zu finden (Wolf 1934, Wagner 1941, Soós 1943)

Cochlodina laminata Montagu. In gemischten und Laubwäldern ist sie sehr häufig, hauptsächlich an Bäumen mit glattem Stamm, an moosigen Felsen, auf dem Boden unter gefallenem Laub und Baumrinde (Wagner 1941, Soós 1943) Nach Trübsbach (1934) ist sie ein Waldubiquist, doch fehlt sie von Nadelwäldern.

Clausilia dubia Draparnaud. Sie ist in Wäldern, an Felsen, moosigen Baumstämmen, bewaldeten, sonnigen Abhängen bis zur Baumgrenze sesshaft (Wolf 1934, Wagner 1934, 1941, Soós 1943). Dudich (1926) hat festgestellt, dass sie von der ungarischen Tiefebene fehlt.

Punctum pygmaeum Draparnaud. Sie lebt in schattigen Wäldern oder am Waldrande, unter Laub, Moos, morschen Holzstücken und in Grasbüscheln (Soós 1943). Wolf (1934) stellte fest, dass sie Erlenlaub liebt und darum besonders neben Bächen, Flüssen vorkommt. Auch zwischen den Schuppen der Tannenzapfen ist sie befindlich. Kimakowicz (1890) beobachtete, dass die jungen Tiere verwesenes Laub fressen.

Goniodiscus ruderatus Hartmann. Ein typisches Waldtier, das unter Laub, Steinen, Holzstücken lebt. Es liebt Erlen- und Ahornbäume, sowie die Fichte. Es ist häufiger in tiefegelegenen Wäldern mit einer Vorliebe für nördliche Abhänge (Steusloff 1928, Wagner 1930, Urbanski 1933, Trübsbach 1934, Wolf 1934, Schmierer 1940, Soós 1943, Frömming 1954). Steusloff stellt noch fest, dass es wegen seiner Nahrung an Bäumen gebunden ist.

Euconulus fulvus O. F. Müller. Er lebt unter gefallenem Laub und Baumrinde (Wolf 1934, Soós 1943). Wolf fügt noch hinzu, dass er auch in schneckenarmen Nadelwäldern vorkommt. Nach Wächtler's Feststellung ist (1925) die Qualität des Bodens ohne Einfluss auf ihn, und nach Hässlein (1939) lebt er auch an Waldrändern und Wiesen.

Daudebardia rufa Draparnaud. Sie lebt tief im Boden verborgen, als Berg- und Hügellandbewohner, unter Laub und Moos, manchmal auch an trockeneren Stellen. Sie ist ein Raubtier (Soós 1943, Wagner 1952).

4. Gruppe: Ubiquisten

Succinea oblonga Draparnaud. Sie ist an feuchten und trockenen Wiesen in lichterem Wäldern, manchmal auch in baumlosen, alkalischen Gebieten befindlich (Soós 1943). Czóglér (1935) hat sie auch in Grachten und Fischteichen vorgefunden. Nach Wagner (1943) kommt sie auch in kultivierten Gebieten vor. Über ihre Lebensart schreibt Wolf (1934), dass sie verborgen lebt und eine ungläubliche biologische Anpassungsfähigkeit besitzt. Bollinger (1909) hat festgestellt, dass sie zersetzte Pflanzenteile frisst und ihr Versteck schon in März verlässt. Demgegenüber meint Frömming (1954), dass sie eher grüne Algen frisst und sich unter morschem Laub, Holz, oder Steinen aufhält. Sie lebt am liebsten in Einsamkeit.

Pupilla muscorum Linné. Diese Spezies liebt im allgemeinen die trockenen Plätze (Soós 1943) und ist nach Bollinger (1909) durch eine ungläubliche Anpassungsfähigkeit gekennzeichnet. Frömming (1954) behauptet dasselbe und beide Forscher stimmen darin überein, dass die Schnecken sich in Wurzeln und Grasbüscheln an südlichen Abhängen aufhalten. Nach Frömming besteht ihre Nahrung hauptsächlich aus am Boden liegenden morschen Pflanzenteilen. Über die Verbreitung des Tieres schliesst sich Wolf (1934) den zwei genannten Forschern an und betont ausserdem, dass es grosse Kälte erträgt. So ist es in 2400 m Höhe noch zu finden, und stellt in milderen Wintern seine Lebenstätigkeit nicht ein.

Pupilla sterri Voith. Sie findet sich oft zusammen mit der vorigen Spezies, häufig bei den Füßen von sonnigen Felsen (Soós 1943). Nach Lindholm (1928) ist ihre Trockenheitsliebe auch dadurch bewiesen, dass sie sich nach dem Westen nicht fortpflanzt.

Pupilla bigranata Rossmässler. Sie lebt an sanften, trockenen, warmen Abhängen im Gras (Soós 1943), und kommt mit den vorigen zwei Arten fast immer zusammen vor, gewöhnlich aber nur in kleinerer Zahl.

Vallonia enniensis Gredler. In Wiesen, an feuchten Orten, auch an Felsklippen kommt sie vor, von den Bergländern fehlt sie aber vollkommen (Soós 1943). Einer ihrer beliebter Aufenthaltsorte liegt unter Steinen (Kormos 1913). Nach Wolf's Erkenntnis lebt sie gruppenweise an lockeren Schuttböden, im Graswurzelgeflecht. (Die vorgefundenen Individuen zeigten eine vollständige Übergangsreihe zwischen den typischen Formen der *V. pulchella* und *V. enniensis*. Ich habe sie nicht in zwei Arten aufgeteilt, sondern beide unter dem Namen *V. enniensis* angeführt).

Aegopinella nitens Michaud. Sie ist verbreitet an waldigen, buschigen Orten, doch kommt sie auch an ganz trockenen Stellen vor (Soós 1943). In verschiedenen Laubwäldern, an Ufern von Bächen, in feuchten Büschen ist sie sehr häufig (Urbanški 1933). Wolf (1934) beobachtete, dass sie im schuttigen Boden von Weingärten gerne wandert, aber auch an sonnigen Geländen vorkommt, wenn nur der Boden locker und mit Schlupfvegetation

bedeckt ist. Über ihre Lebensart berichtete Sterr (1869), dass sie eine Raubschnecke sei. Dies wurde auch durch Frömming an einem in Gefängnis gehaltenen Tier beobachtet (1954).

Trichia hispida Linné. An Grabenrändern, an Wiesen, neben Gewässer, unter Laub- und Holzdetritus wurde sie in grossen Zahlen von Wolf (1934) und Soós (1943) vorgefunden. Weinland (1883), Loens (1891) und Trübsch (1934) halten sie für eine Art, die grosse Kälte wohl erträgt. Nach Wächtler (1925) nährt sie sich hauptsächlich von Pilzen, dünnen Blättern, manchmal mit grünen Pflanzen. Dies wurde auch durch Frömming's Experimente (1954) unterstützt.

Catinella arenaria Bouchard-Canthereaux. In Ungarn ist diese Art ausgestorben. Über ihre Lebensweise ist es mir leider nicht gelungen, Literaturangaben zu beschaffen.

Im folgenden werden wir nun versuchen, auf Grund der Anwesenheit oder des Fehlens dieser nach ökologischen Merkmalen aufgestellten Gruppen auf das Klima zu folgern. Wir unterscheiden vier Klimatypen. Wenn in einer Schicht die Waldnässe liebenden Arten vorherrschen, so deutet dies ein feuchtes, kühles Klima an. Wenn die wärmeliebenden Schnecken mit den das feuchte, offene Gelände bevorzugenden Arten und mit einigen Waldnässe liebenden Spezies zusammen erscheinen, kann man von einem feuchten, warmen Klima sprechen. Wo die wärmeliebenden Schnecken überwiegen, herrschte vermutlich ein trockeneres, warmes Klima. Es dürfte endlich das Klima trocken und kalt gewesen sein, wenn die Anzahl der Schnecken im allgemeinen abnahm und höchstens die sich sehr leicht anpassenden Ubiquisten zahlreicher sind. Diese Gruppen lassen sich natürlich nicht streng abgrenzen, es gibt Übergänge zwischen ihnen, worauf ich auch im folgenden Rücksicht nehmen werde. Die Erscheinung einiger Arten von kennzeichnender Ökologie kann oft bei der Klimabestimmung behilflich sein.

Vor der Auswertung des gesammelten Materials erwähne ich, dass die Proben insgesamt 15.059 Schnecken ergeben haben, wovon 2,1% auf die wärmeliebende Gruppe entfallen, 7,3% gehören der Nässe und offenes Gelände liebenden Gruppe an, die Waldarten machen 24,9% aus, und die restlichen 64,9% sind Ubiquisten. Wie man sieht, figurieren die letzteren mit der grössten Anzahl.

Zur Auswertung übergehend muss ich vor allem bemerken, dass in den Schneckenfaunen der nacheinander folgenden Proben sich mehrmals grosse Ähnlichkeiten bemerkbar machten. Ich habe zur Erleichterung der Übersicht solche Proben miteinander vereint. So erhielt ich 19 Probengruppen, die verschiedene Zahlen von Proben enthalten. Desgleichen habe ich die Tabelle 1. vereinfacht dadurch, dass ich der einzelnen Proben ungeachtet nur 19 Probengruppen aufgenommen habe, wo die Schnecken nicht nach ihren Arten, sondern nach ihrer Einordnung in die erwähnten vier ökologischen Gruppen auftreten. Die Zahlen geben hier die Zahl der in den einzelnen ökologischen Gruppen gehörenden Schnecken für die einzelnen Probengruppen an. Der gleichförmigkeit halber gebe ich in jedem Fall die auf eine Probe entfallende Anzahl innerhalb der Probengruppe an.

Tabelle 1.

Ordnungs- zahl	Proben- gruppe	Wärme- liebende Spezies	Feuchteliebende		Ubiquisten
			im offenem Gelände	im Walde	
			lebende Spezies		
19	1-4	5,0	11,0	11,5	11,0
18	5-23	1,2	55,6	182,0	116,0
17	24-32	0,7	1,1	1,7	10,2
16	33-51	0,04	0	0,1	0,2
15	52-59	6,2	1,1	0,3	36,0
14	60-73	1,4	0,2	0,07	3,5
13	74-80	3,0	11,4	14,2	367,7
12	81-84	11,5	0	8,5	84,7
11	85-93	0,3	0,1	1,5	10,3
10	94-105	2,8	0,5	0,9	70,2
9	106-109	13,5	0	0,7	225,0
8	110-112	0,2	0,3	0,3	6,0
7	113-115	0,3	0	0,3	62,3
6	116-122	0,6	0	0,3	3,1
5	123-129	1,7	0	0	6,3
4	130-141	0,5	0,7	0,6	7,4
3	142-145	4,5	1,0	6,7	451,2
2	146-149	0,2	0	0,2	16,0
1	150-210	0	0,05	0,05	1,3

Man sieht, dass die erste Gruppe der Tabelle einem etwa 6 m hohen Teil des Profils entspricht, und auf eine Probe 1,3 Ubiquisten, jedoch 0,05 wald- und feuchteliebenden Schnecken entfallen. Nachdem hier so wenige Schnecken und nur einige sich besonders gut anpassende Ubiquisten in erwähnenswerter Menge vorkommen, kann man auf ein kaltes und trockenes Klima folgern. Es ist aber zu bemerken, dass diese Schicht einen gebundenen Boden darstellt, der z. Z. seiner Bildung für Schnecken undurchdringlich war. Auch dies konnte zur Verarmung der Fauna beitragen. Vollständigkeithalber muss ich hinzufügen, dass die Proben Nr. 57., 58., 59. Ausnahmen bilden, da die Schneckenanzahl in ihnen wesentlich höher war, als in den übrigen Proben. Für eine Erklärung dafür ist man gezwungen anzunehmen, dass sich hier irgend eine kurze vorübergehende Änderung, vielleicht ein feuchterer Zeitabschnitt in der langen trockenen Periode abspielte.

Die zweite Gruppe enthält vier Proben. Die Anzahl der Ubiquisten ist hier grösser. Daraus kann man unter Berücksichtigung der ökologischen Ansprüche der vertretenen Arten auf ein ungeändert kaltes, aber an Niederschlägen etwas reicheres Klima folgern.

Diese Schicht dürfte als Übergang gelten zum folgenden, dritten Abschnitt, der gleichfalls vier Proben enthält, wo aber die Schneckenanzahl und die Spezies-Artenzahl stark angewachsen ist. Diese Erscheinung deutet zweifellos ein wärmeres Klima an. Von den in grösserer Individuenzahl vorkommenden Arten sind es hauptsächlich *Chondrula tridens* und *Abida frumentum*, die ein warmes Klima ankündigen, das Auftreten von *Clausilia dubia* beweist aber die Feuchte, sogar die Bewaldung.

Im folgenden, vierten Zeitabschnitt, der 12 Proben enthält, ist die Individuenzahl sehr stark abgenommen. Doch gab es hier immer noch mehrere Schnecken, als in der untersten Schicht. Daraus, sowie aus der Anwesenheit der zwei, ausgesprochen wärmeliebenden Schnecken, *Chondrula tridens* und *Abida frumentum*, kann man auf ein trockenes, aber verhältnismässig warmes Klima schliessen. Die waldbewohnenden Schnecken kommen in kleineren Zahlen noch vor.

In der darauffolgenden fünften Gruppe wuchs Trockenheit und Wärme weiter, da die Anzahl der wärmeliebenden Schnecken zunahm, wogegen die feuchteliebenden und waldbewohnenden Schnecken vollständig verschwanden. Dieser letzte Umstand legt es nahe, dass sich in dieser Periode die Wälder zurückzogen. Das Klima konnte auch in dem darauffolgenden Abschnitt ähnlich gewesen sein, der gleichfalls durch sieben Proben (Probengruppe 6) repräsentiert wird, obwohl hier *Clausilia dubia*, also eine ausgesprochene Waldart, wieder auftritt.

In den folgenden Schichten (7. Probengruppe, Proben Nr. 113–115) ist es auffallend, dass die Ubiquistenanzahl stark angewachsen ist, wogegen die anderen Typen unverändert mit kleinen Individuenzahlen figurieren. Eben deswegen ist es schwer, diese Erscheinung richtig zu bewerten. Vermutlich nahm die Feuchte den vorigen gegenüber ein wenig zu, da ja dies selbst zur Vermehrung der Ubiquisten wünschenswert war. Da aber die übrigen Schnecken sich nicht vermehrten, durfte das Klima wohl kühl sein.

Darauf folgt wiederum ein kurzer Abschnitt (8. Probengruppe, Proben Nr. 110–112) mit spärlicher Schneckenfauna. Diese Schicht gleicht den Proben Nr. 116–122

Des weiteren kann man von der 9-ten Probengruppe bis zur 13-ten einschliesslich (von Proben Nr. 74–80 bis 106–109) die Vermehrung der Waldschnecken beobachten. Hier erscheint z.B. in immer grösseren Zahlen *Punctum pygmaeum*, die ausdrücklich nur im Walde lebt. Die die gleiche Lebensweise führende *Euconulus trochiformis* ist auch häufig. Mit ihnen kommen bald mehrere, bald weniger wärmeliebende Schnecken und Ubiquisten vor. Es geht aus dem Gesagten hervor, dass sich in diesem Zeitraum ein stufenweiser Bewaldungsprozess abspielte, unter einem zeitweise vielleicht veränderlichen, doch im allgemeinen warmen Klima, (z.B. kam *Pyramidula rupestris*, also eine wärmeliebende Spezies in der 12-ten Probengruppe mit der Durchschnittszahl 5,7 vor) Am Ende der besprochenen Periode trat aber eine Klimaänderung auf. In der 13-ten Probengruppe erschienen nämlich zahlreich die im offenen Gelände lebenden, wärmeliebenden Schnecken. Nachdem diese in der behandelten Schicht mit den feuchteliebenden Arten und den Ubiquisten weit vorherrschen, dürfte dieser Zeitabschnitt offenbar durch ein feuchtes, kühles Klima gekennzeichnet sein.

Darauffolgend sind wir Zeugen einer weiteren Klimaänderung. Wenn wir die folgenden vier Probengruppen (Gruppen 14–17, d.h. Proben Nr. 24–60) betrachten, so sehen wir, dass hier wiederum bedeutend weniger Schnecken vorkommen. Die Anzahl der Waldschnecken ist verschwindend klein. Abgesehen von den Ubiquisten dominieren hier die wärmeliebenden Schnecken. Unter ihnen ist *Chondrula tridens* von Wichtigkeit, die, wie schon erwähnt, eine typisch wärmeliebende Art ist. Das Wetter war also warm, und die Wal-

dungen wurden zurückgedrängt. Dass ich die in der Rede stehenden vier Probengruppen nicht vereint habe, lag daran, dass es doch kleinere Änderungen gab: Probengruppe 15. ergab z.B. wesentlich mehr Schnecken, als die vorangehende und nachfolgende Gruppe. Meines Erachtens war diese Periode feuchter, während in den Perioden mit wenigeren Schnecken ein wärmeres und trockeneres Klima herrschte. In der letzten der vier Perioden lebten wiederum mehr Schnecken. Dieser Abschnitt ist sozusagen Übergang zu den weiteren Gruppen.

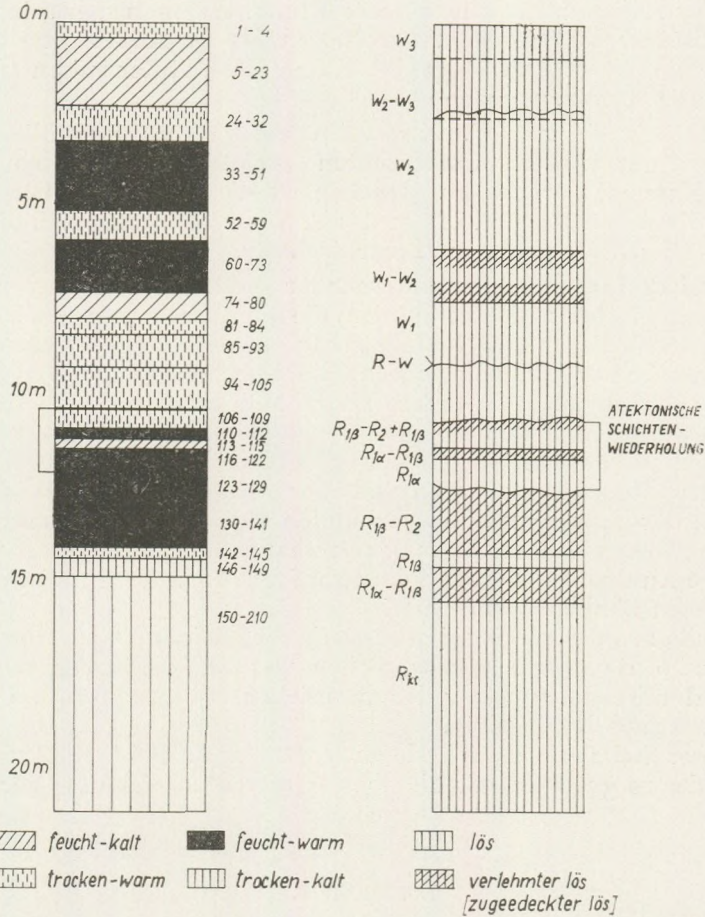


Abb. 1.

Abb. 2.

Probengruppe 18. (Proben Nr. 5 – 23) widerspiegelt wiederum eine mächtige Änderung. Die Anzahl der im Walde lebenden Schnecken ist hier unvergleichbar grösser, als anderswo im Profil. Gleichermassen zeigen sich auch die das offene, feuchte Gelände liebenden Schnecken in sehr grosser Anzahl. Es dürfte damals ein ausserordentlich feuchtes, kühles Wetter geherrscht haben, vermutlich wurde die Gegend von sehr ausgedehnten Wäldern bedeckt.

In der letzten Probengruppe sind wir nochmals Zeugen einer Verarmung der Schneckenfauna. Nur die wärmeliebenden Arten bilden eine Ausnahme, da ihre Anzahl der vorigen gegenüber zugenommen hat. Es soll da ein wärmeres, mässig feuchteres Klima geherrscht haben.

Zur Illustration der Gesagten führe ich meine Feststellungen auch in Profilform vor (Abb. 1.). Die schräg schraffierten Teile stellen das feuchte, kühle Klima dar. Die gestrichelten vertikalen Linien bezeichnen die trockenen, warmen Perioden, die schwarz gefärbten Teile das feuchte, warme Klima und die vertikalen Linien das trockene, kalte Klima. Wie man sieht, sind die Linien nicht äquidistant: dort, wo sie dichter liegen, ist das Klima extrem, charakteristisch: wo sie lichter sind, zeigt das Klima einen stufenweisen Übergang zu einem anderen Typus.

Abb. 2. zeigt ein von P. K r i v á n entworfenes, unpubliziertes geologisches Profil des von mir untersuchten Gebietes. Links stehen die Meter, rechts die Nummer der Proben, daneben ist die Riss- und Würmgliederung angegeben. Zwischen 106 und 122 m des Profils wiederholen sich die Schichten des Riss_{1a} – Riss_{1b} infolge einer Hangrutschung.

Die zwei Profilzeichnungen miteinander vergleichend können wir folgende Feststellungen machen: Die Trennlinien, die die Änderungen bezeichnen, fallen in den zwei Abbildungen grösstenteils zusammen. Die Änderung der Schnecken folgt also fast immer der geologischen Schichtenänderung. Die Bewertbarkeit der Änderungen ist aber eine andere Frage. Man kann darüber sagen, dass die mit grundlegenden Klimaänderungen verbundenen grossen Änderungen, auf Grund der Schneckenfauna mit gehöriger Sicherheit angegeben werden können. Die kleineren Klimaschwankungen sind aber nicht unbedingt mit auswertbaren Änderungen der Schneckenfauna verbunden. Obwohl es sich diesmal nur um die Wertung einer einzigen Untersuchung handelt, halte ich es für wahrscheinlich, dass die Anwendbarkeit der Schneckenfauna zu stratigraphischen Zwecken im allgemeinen ähnlich ausfallen wird.

Am Ende meiner Arbeit sei es mir erlaubt, meinen Dank Herrn Professor Dr. L á s z l ó B o g s c h auszusprechen, wer die Ausführung meiner Untersuchungen durch Sicherstellung der materiellen Bedingungen und mit seinem geistigen Beistand begünstigte.

An dieser Stelle spreche ich Herrn Dozent Dr. P á l K r i v á n meinen Dank aus, der so gut war, mir die oben mitgeteilte Zeichnung zur Verfügung zu stellen.

LITERATUR

1. Boettger, C. R.: Über Arthybriden bei Mollusken. – *Sb. Ges. Naturf. Frd. Berlin*, 141 – 170, 1935.
2. Bollinger, G.: Zur Gastropoden-Fauna von Basel und Umgebung. – Diss. Basel 1909.
3. Clessin, S.: Die Molluskenfauna der Umgebung von Augsburg. 1871.
4. Czóglér, K.: Beiträge zur Molluskenfauna der Szegeder Gegend. (Ungarisch). *Szegedi M. Kir. Áll. Baross G. Redisk. – Redlgimn.* 84. Tanév. Ért. Szeged 1935.
5. Dudich, E.: Faunistische Notizen II. (Ungarisch). *Allattani Közlemények*, 23. Budapest 1926.

6. Ehrmann, P.: Mollusken (Weichtiere) in: Tierwelt Mitteleuropas. Bd. 2. Lfg. 1. Leipzig 1933.
7. Frömming, E.: Beiträge zur Biologie der mitteleuropäischen Landgastropoden. pp. 1–404, Berlin 1954.
8. Frömming, E.: Biologie der mitteleuropäischen Landgastropoden. pp. 1–404, Berlin 1954.
9. Ge yer, D.: Die Schnecken am Hohentwiel. – *Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württ.* 85, 86. 1930.
10. Hä sslein, L.: Zur Lebensweise und Verbreitung seltener Schnecken Nordbayerns. – *Arch. Moll.* 66, 153–172, 1934.
11. Horváth, A.: Die Schnecken der Pakser Pleistozänsedimente und ihre Auswertung. (Ungarisch). *Allatt. Közl.* Budapest 1954.
12. Hesse, E.: Zur Verbreitung von *Helix pomatia* L. in der Mark (Gastrop.) 2. Beitrag. – *Märk. Tierw.* 1. 96. 1934/36.
13. Horváth, A. und Antalfi, S.: Malakologische Studien über die Pleistozänschichten des südlichen Teils des Donau–Theiss-Zwischenstromlands. (Ung.) *Ann. Biol. Univ. Hung.* 2. 417–418, Budapest 1954.
14. Horváth, A.: Mollusca-periods in the sediments of the Hungarian Pleistocene. – *Acta Biol.* 8/1–4, 173–192, Szeged 1962.
15. Horváth, A.: Mollusca-Periods in the sediments of the Hungarian Pleistocene. II. The upper arid period of the boring of Felsőszentiván. – *Acta Biol.* 9/1–4, 101–115, Szeged 1963.
16. Ja eckel jun., S.: Ein Beitrag zur Kenntniss der Molluskenfauna des Weserberglandes. – *Arch. Moll.* 66. 340–353, 1934.
17. Ja eckel, S.: Zur Ökologie der Mollusken des Darsses. – *Arch. Moll.* 68, 167–193, 1936.
18. Kimakowicz, M.: Beitrag zur Molluskenfauna Siebenbürgens. II. Nachtrag. – *Verh. u. Mitt. Siebenbürg. Ver. Naturw.* 40. 135–247, 1890.
19. Klemm, W.: Zur Gastropodenfauna Kärntens. – *Arch. Moll.* 76. 103–120, 1947.
20. Kormos, T.: Die pleistozäne Molluskenfauna des Kalktuffes von Rontó (Komitat Bihar) in Ungarn. *Centralbl. f. Min. etc. Jg.* 1912. No 5. 152–158, Stuttgart 1912.
21. Kormos, T.: Zur Kenntnis Pleistozänablagerungen in der Umgebung von Tata (Ungarn). – *Centralbl. f. Min. etc. Jg.* 1913. No. 4. 109–112, Stuttgart 1913.
22. Krolopp, E.: Resultate und Aufgaben der einheimischen malakologischen Untersuchungen über das Pleistozän. (Ung.) *Magyarhoni Földtani T. Óslénytani Viták (Paläontologische Diskussionen)*. 29–36, 1965.
23. Lavogler, V.: Schnecken und Muscheln in der Umgebung von Steyr. – 20. *Jahresber. k. k. Realschule*, 1890.
24. Lindholm, W.: Mollusca. – *Abh. d. Pamir-Expedition* 8, 1928.
25. Loens, H.: Die Gastropodenfauna des Münsterlandes. – *Mal. Bl. N. F.* 11. 121–157, 1891.
26. Mattes, O.: Der Entwicklungsgang des Lanzettgels *Dicrocoelium lanceatum*. *Z. Parasitenkde.* 8. 371–430, 1936.
27. Mä der, E.: Zur Verbreitung und Biologie von *Zebrina detrita*, *Helicella ericetorum* und *Helicella candidula*, die drei wichtigsten Überträger Schnecken des Lanzettgels (*Discocaelium lanceatum*). *Zool. Jarb. Syst.* 73. 129–200, 1939.
28. Mazek-Fialla, K.: Über den Zusammenhang zwischen der Lebensweise einige Landpulmonaten und deren subepitheliale Drüsen. *Z. Morph. Ökol. Tiere* 27. 451–475^r 1933.
29. Müller, E.: Zur Molluskenfauna der Umgegend von Graetz in Posen. *Nchbl. DMG* 42. 153–158, 1910.
30. Nöller, W.: Parasitenbefunde bei Landschnecken von Thüringer Schafweiden in einem Lanzettegelgebiete. *SB. Ges. Nat. Erde.* Berlin 4–7. 96–140, 1929.
31. Polinski, W.: Anatomisch-systematische und zoogeographische Studien über die Heliciden Polens. *Bull. de l'Acad. Pol. d. Sci. et de Lettres*, Ser. B. 131–279, 1924.

32. Rensch, B.: Über die Abhängigkeit der Grösse, des relativen Gewichtes und der Oberflächenstruktur der Landschneckenschalen von den Umweltfaktoren. *Z. Morph. Ökol. Tiere* **25**. 757–807, 1932.
33. Rotarides, M.: Molluskenfauna des Gesteinmaterials Szegeder artesischer Brunnen (Ung.). *Földt. Közl.* **172**. 1–16, 1942.
34. Schmierer, Th.: Über *Vertigo moulinsiana* Dupuy und ihre Bedeutung für die Quartärgeologie (Gastrop. Pulm.). *Märk. Tierw.* **2**. 1–9, 1936.
35. Schmierer, Th.: Märkische Funde von *Gonidiscus ruderatus* Stud. *Vertigo alpestris* Ald. neu für die Mark (Cart. Pulmon). *Märk. Tierw.* **4**. 163–170, 1940.
36. Seidler, A.: Beitrag zur Fauna der Umgebung von Hanau. *Ber. Wetterauische Ges.* **94–96**, 1934.
37. Soós, L.: Molluskenfauna des Karpaten-Beckens. (Ung.). pp. 478. Budapest 1943.
38. Steusloff, U.: *Gonidiscus ruderatus* am Niederrhein. – *Arch. Moll.* **60**. 229–243 1928.
39. Szónoky, M.: Feinstratigraphische Gliederung eines Szegeder Lössprofils. (Ung.). *Földt. Közl.* **93**. 235–243, 1963.
40. Trüsbach, P.: Die geographische Verbreitung der Gastropoden im Gebiete der Zschopau nebst biologischen Untersuchungen. – *Ber. naturw. Ges.* **24**. 1934.
41. Uhl, F.: Beiträge zur Molluskenfauna der Rheinpfalz. – *Arch. Moll.* **59**. 286–304, 1929.
42. Urbanski, J.: Beiträge zur Kenntnis der Molluskenfauna der Wojewodschaft Poznan. – *Frag. Faunistica M. Polonici* **2**. 64–95, 1933.
43. Wagner, J.: Malakozoologische Mitteilungen aus West- und Südungarn. *Zool. Anz.* **86**. 309–319, 1930.
44. Wagner, J.: Neuere malakologische Angaben aus dem Mátra-Gebirge. (Ung.). *Állatt. Közl.* **32**. 168–172, 1935.
45. Wagner, J.: Grundlegung der Molluskenfauna des Guttin-Gebirges. (Ung.). *Állatt. Közl.* **38**. 197–210, 1941.
46. Wagner, J.: Neue malakofaunistische Angaben aus dem Bükk-Gebirge in Oberungarn. *Fragm. Faun. Hung.* **4**. 6–8. 1941.
47. Wagner, J.: Malakologische Resultate der Forschungsreisen in Transsylvanien, 1942. (Ung.). *Állatt. Közl.* **40**. 35–49, 1943.
48. Wagner, J.: Die Raublungenschneckengattungen *Daudebardia*, *Testacella* und *Poiretia*. pp. 259. 1952.
49. Wächtler, W.: Die Gastropodenfauna des sächsischen Vogtlandes. *Mitt. vogtl. Ges. Naturf.* **2**. 1925.
50. Weinland, D.: Zur Molluskenfauna von württembergisch Franken. *Jahresb. Ver. vaterl. Naturk. Württ.* **112–127**, 1883.
51. Wolf, J.: Die Gehäuse-schnecken der Landschaft Davos und ihrer Zugangstäler. *Jahresb. Naturf. Ges. Graubündens.* **72**. 1–60, 1934.

FLUORESZENZ-UNTERSUCHUNGEN AN MIOZÄNEN GASTROPODEN

von

M. HAVAS-BOHN

Ungarische Geologische Anstalt, Budapest
(Eingegangen am 16. VIII. 1965)

ZUSAMMENFASSUNG

Verfasserin beschreibt die bisherigen Resultate von mehrjährigen Untersuchungen.

Mit UV-Auflichtbelichtung ist es gelungen, an Exemplaren, die im Laufe des Transports und der Fossilisation ihre Färbung einbüßten, ursprüngliche Musterung zu rekonstruieren. Dementsprechend dehnte sich die Untersuchung einerseits auf die detaillierte Beobachtung der Feinstruktur der Schale der Muscheln und Schnecken, andererseits – falls eine entsprechende Anzahl von Exemplaren zur Verfügung stand – auf die Bestätigung einer der Spezies, bzw. Subspezies kennzeichnen der neuen Angabe, nämlich des Musterungspräges aus.

Verfasserin teilt die unter Verknüpfung der UV- und statistischen Methoden ermittelten Untersuchungsergebnisse an der von Pécszabolcs beschriebenen Art *Terebra hungarica* mit, und gibt die auf kennzeichnenden Musterungsmerkmale beruhende Fluoreszenz-Beschreibung einiger gleichfalls von Pécszabolcs stammenden Arten, sowie ihre bei UV-Licht gemachten Photographien.

Wir haben unsere Fluoreszenz-Untersuchungen Ende 1959 begonnen. Die Erkundung der geologischen und paläontologischen Anwendungsmöglichkeiten der Methode haben wir auf Vorschlag von Herrn Professor dr. L á s z l ó B o g s c h am Paläontologischen Lehrstuhl der Universität angegriffen. Seit 1963 führten wir diese Untersuchungen im Ungarischen Staatlichen Geologischen Institut fort.

Die auf Ultraviolett-(UV)-Lumineszenz beruhenden Untersuchungsmethoden sind weit verbreitet und in zahlreichen Zweigen der Wissenschaft mit gutem Erfolg angewendet. Doch finden sie in der Paläontologie nur noch beschränkte Anwendung, obwohl sie auch in unserer Wissenschaft seit ziemlich lange gebraucht werden.

So beschäftigten sich unter anderen G. G. Simpson (1926), A. Mieth e (1927), A. Born (1927–28), A. Boni (1938–40), P. H. Fischer (1953–55) und G. S. Vialli (1962) mit der Anwendung der Lumineszenzmethode in der Paläontologie.

G. S. Vialli fasste 1962 die Ergebnisse seiner Untersuchungen in zwei Abhandlungen zusammen. Er untersuchte teils fossile Säugetierzähne, teils einige Schneckenarten, die ihre originale Färbung bewahrt hatten. Als

Ergebnis seiner Studien stellte er fest, dass man von dieser Methode keine wesentlichen neuen Resultate erwarten soll. Ebendeshalb gab er die chemische Methodik als die hoffige Richtung an, welche die Forschung nunmehr einschlagen sollte.

Die von uns abweichende Richtung und der teilweise Misserfolg dieser mit den unseren gleichzeitigen Untersuchungen ergaben sich aus zwei Umständen.

Erstens hat man die Fluoreszenz als eine in der äussersten Schicht der Muschel- und Schneckenschalen stattfindende Erscheinung betrachtet; zweitens hat man ausschliesslich farbige Exemplare untersucht, ohne zu vermuten, dass es sich ausser einem sehr schwachen Fluoreszenzkontrast der Pigmentation auch um andere Phänomene handeln kann. So hat man farblose, ihre Skulptur verlorene Exemplare untersucht.

Wir haben unsere systematische Detailarbeit mit UV-Untersuchungen an der Schalenfeinstruktur von Muscheln und Schnecken angefangen. Die mikroskopische Untersuchung der Querschnitte zahlreichen Schnecken- und Muschelschalen im Auflicht zeigte, dass die zusammengesetzte Schalenstruktur der Schnecken im UV-Licht vier Einheiten aufweist. Dieser Aufbau ist in Abb. 1. in allen Einzelheiten veranschaulicht. Er stimmt mit dem allgemein anerkannten Schalenbau überein, und zwar derart, dass sich die innere Lamellen bzw. Perlmutter-schicht (Hypostracum) von der Säulen- bzw. Palisaden-schicht (Ostracum) im UV-Licht betrachtet praktisch nicht absondert. Die äussere Schicht weicht dagegen sehr wesentlich von dem im normalen Licht festgestellten Aufbau ab, da sie sich ihrem Fluoreszenzverhalten nach auf zwei scharf getrennte Teile zerfällt. Unmittelbar an der Oberfläche liegt eine dünne Schicht, die nicht fluoreszierend ist, die wegen ihrer Beziehung zur Pigmentation eine grosse Bedeutung besitzt: nämlich ist das Pigmentmaterial in sie eingebettet. Darunter liegt die fluoreszierende Schicht. Wie man es aus den Figuren sieht, treten die an der Schneckenschale beobachtbaren UV-Erscheinungen also von dem Erschliessungszustand der inneren Schicht des externen Teils (Periostracum?) abhängig auf. Das Fluoreszenz-Verhalten dieser Schale wird in physico-chemischer Hinsicht durch ihre chemische Zusammensetzung erklärt. Die fragliche innere Schicht bleibt auch nach Vernichtung des 1,5% ausmachenden organischen Stoffs Conchyolin doch akzessorische Gemengteile, z.B. in Phosphor anorganischer Bindung (in Form von Phosphaten) und untergeordnet SiO_2 , MgO , bzw. CO_3 UV-aktiv. Diese Erkenntnis bedeutet zugleich, dass sich die aufgezählten Stoffe eher in den internen Sphären des externen Teils anreichern. Die Abbildungen geben auch eine teilweise Erklärung dafür, warum die Untersuchung von farbigen Exemplaren im UV-Licht erfolglos bleibt, aber auch dafür, warum unter den möglichen Zuständen des Schneckenhauses nur in einem einzigen eine UV-Erscheinung zu erwarten ist, die sich zur vollwertigen Rekonstruktion der ehemaligen Pigmentation eignet. Sie ist der an der Abbildung angeführte Zustand 4. Abb. 1.

In Kenntnis dieses Schalenaufbaus konnten wir jetzt mit Erfolg die UV-Untersuchungen im Auflicht an wohl erhaltenen Schnecken vornehmen. Durch zahlreiche Experimente haben wir die optimalen Umstände der Untersuchung fest. Zu diesem Zweck haben wir für die ersten detaillierten Untersuchungen eine in einer pelitischen Ablagerung erhaltene verhältnismässig junge

Schnecke bzw. Muschelfauna gewählt. Nach den Ergebnissen von Vergleichsanalysen an mehreren mittelmiozänen Lagerstätten (Várpalota, Hidas, Szob, Szokolya, Lapugy, Bujtur und Pécsszabolcs) erschien uns im ersten Schritt die UV-Untersuchung der Schnecken- und Muschelfauna vom letzteren Fundort am höffigsten, weil etwa 55% der Pécsszabolcser Schneckenexemplare zur 3. bzw. 4. Erhaltungsgruppe der Abb. 1. gehören, während z.B. von Várpalota nur 19%, von Szob 24% usw. auf die Kategorie entfallen.

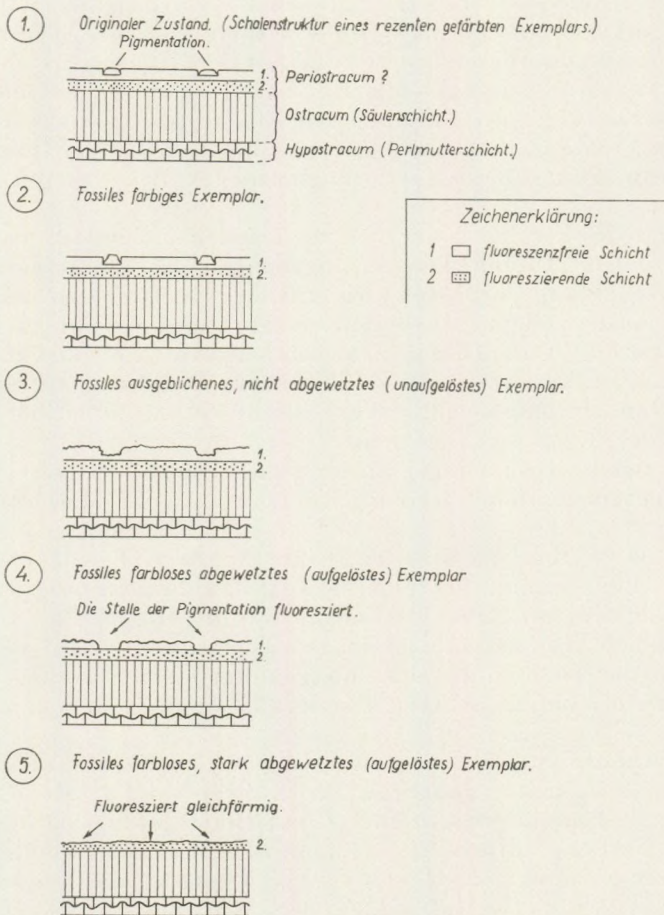


Abb. 1.

Die Untersuchung geschah kurz wie folgt. Aus einer künstlichen Einheit des Systems ausgehend haben wir zunächst einmal einer gegebenen Gattung angehörigen Arten belichtet. Aus dem Licht von Quecksilberhochdruckdampflampen von verschiedener Marke das sichtbare Spektrum fortfilternd haben wir eine verhältnismässig energiereiche UV-Strahlung erzeugt. Die zu unter-

suchende Fossilie in den Treffpunkt von zwei, aus zwei Richtungen einfallenden Strahlenbündels gesetzt, beobachteten wir unter dem Binokularmikroskop bei kleiner Vergrösserung die an der Oberfläche der Fossilie wahrnehmbaren Erscheinungen.

Nach morphologischen Merkmalen wählten wir unter den Exemplaren gegebener Arten solche aus, die der ehemaligen Verzierung entsprechend fluoreszierten (falls die Art einst gefärbt war). Zum Vergleich wählten wir der Erhaltungsgruppe 3. angehörigen Individuen aus, die wir durch Säurebehandlung (Essig-Ameisensäure und verdünnte Salzsäure) in Gruppe 4. überführten. So ist es uns gelungen an den meisten der Exemplare einer gegebenen Art die ehemalige Verzierung zu rekonstruieren und mit der Hilfe einer verhältnismässig grossen Anzahl von Exemplaren die für die Art kennzeichnenden Merkmale der farbigen Verzierung zu beschreiben. Gleichzeitig konnten wir einige Exemplare bei der ungefähren Ähnlichkeit der morphologischen Kennzeichen nach den grossen Abweichungen der Verzierung unter UV-Belichtung mit Gewissheit unterscheiden.

Auf Grund des Vergleichs der von verschiedenen Fundorten gesammelten Faunen lässt sich behaupten, dass im allgemeinen das Fluoreszenz-Benehmen bei der Unterscheidung der Arten (wie z.B. bei den im beschreibenden Teil aufgezählten Gastropoden) als diagnostisches Merkmal angesehen werden darf. Die späteren Untersuchungen deuteten darauf hin, dass man sich von Verallgemeinerungen hüten, also das Fluoreszenz-Benehmen für eine jede Art gesondert feststellen muss, und zwar durch Verknüpfung der Variations-Statistik und der Fluoreszenz-Methode.

Im Laufe der Untersuchungen an der Fauna von Pécsszabolcs sind mehrere Probleme aufgetaucht, deren Klärung nur von der UV-Methode zu erwarten war.

1884 hat Gy. Halaváts von einer Fauna z. T. seiner eigenen z. T. János Böckh's Sammlung, eine neue Art als *Terebra hungarica* beschrieben. In der detaillierten Beschreibung erwähnt Halaváts, dass diese Art ausschliesslich in Pécsszabolcs in grosser Individuenzahl vertreten war.

Im Laufe der neueren Untersuchungen hat es sich herausgestellt, dass *Terebra hungarica* auch an anderen Fundorten, wenn auch weniger zahlreich, vorkommt.

Zuerst erwähnte Strausz (1954) abgewetzte fragmentarische Exemplare von Várpalota; später gab Frau A. Körmeny-Kecske méti, gleichfalls von Várpalota, Beschreibung und Bilder wohlerhaltener, noch die ursprüngliche Färbung aufweisenden Exemplare. Die hier gefundenen Formen weichen in ihrer Färbung von Halaváts' Typus ab und zeigen eine grosse Mannigfaltigkeit. Frau A. Körmeny-Kecske méti verfügte nur über 28 Exemplare, so konnte sie das Material nicht weiter unterteilen, obwohl sie deren Möglichkeit aufgeworfen hat.

Nachdem die Anzahl der von Pécsszabolcs vorgekommenen Exemplare die Grenze der statistischen Auswertbarkeit erreicht, strebten wir die Lösung des Problems von dieser Seite her an.

Es war möglich, das zur Verfügung stehende Pécsszabolcs'er Bestand von *Terebra hungarica* auf dem ersten Blick auf zwei Gruppen aufzuteilen, nämlich auf grössere, dickere und kleinere, schlankere Exemplare. Zuerst versuchten

wir mit Hilfe der variations-statistischer Methode auf Grund der quantitativen Verteilung dieser Merkmale zu entscheiden, ob eine Möglichkeit zur Unterscheidung zweier solchen Gruppen tatsächlich besteht. Die statistische Untersuchung der Grössenvariation hat bewiesen, dass sich die schlankeren, kleineren Exemplare von den grösseren, dickeren nicht absondern lassen, dass also beide in dieselbe Art gehören. Die meisten Exemplare entfallen nämlich auf die mittlere Gruppe (Abb. 2., 3.)

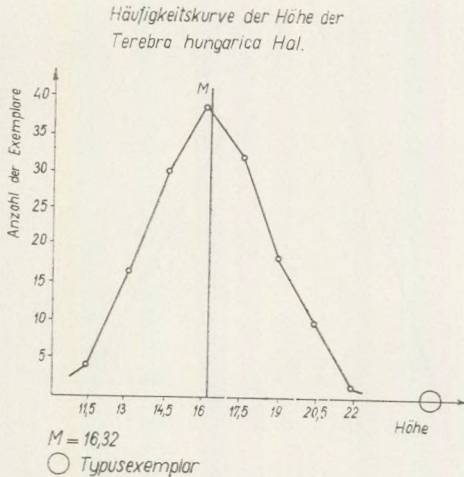


Abb. 2.

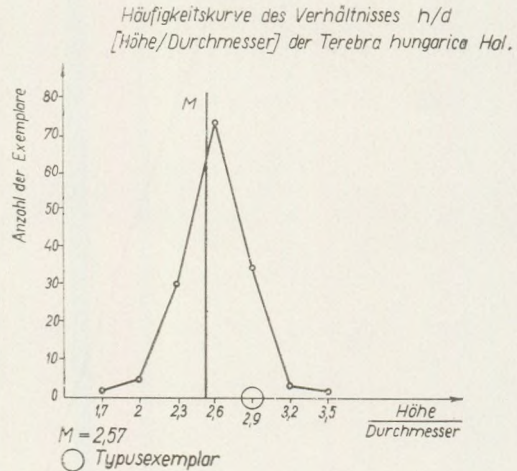


Abb. 3.

Es ist interessant an Abb. 2 zu beobachten, wie weit der Typus von der Kurve absteht. Das liegt wohl daran, dass man früher meistens das schönste, grösste, „museale“ Exemplar auswählte und beschrieb.

Dagegen ist es verständlich, dass der Typus doch auf die Kurve der Abb. 3. fällt, die ihrerseits die Verteilung der Proportion Höhe: Durchmesser darstellt.

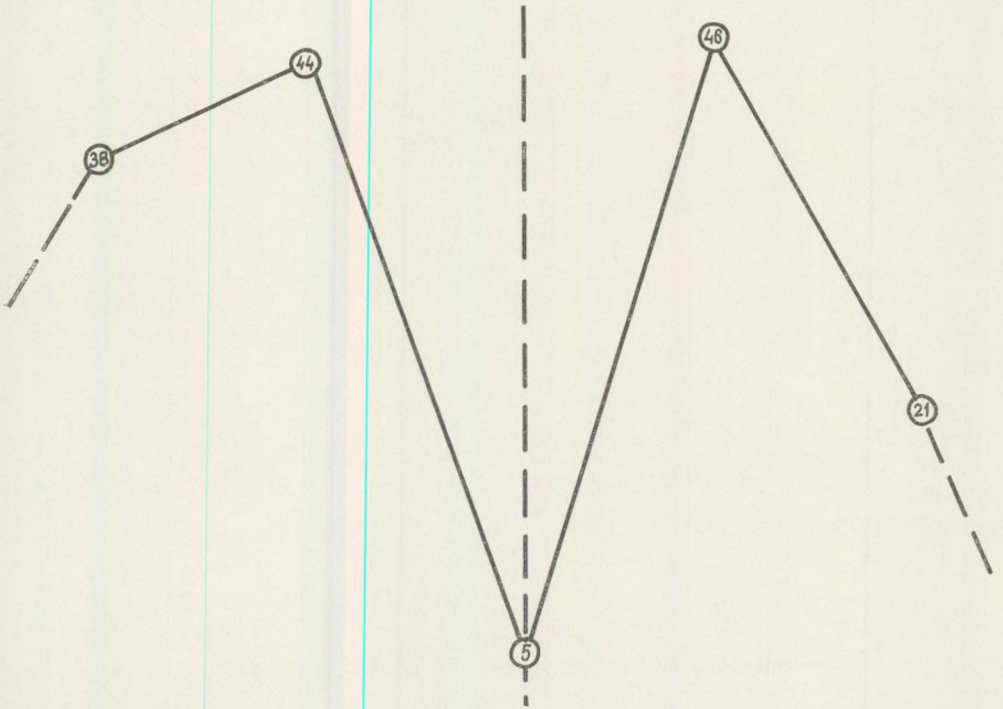
Weiter oben habe ich schon die bei der *Terebra hungarica*-Spezies beobachtbare mannigfaltige Färbung erwähnt. Nachdem nur 20% unserer Exemplare ihr ursprüngliches Muster bewarten, konnten wir darauf nicht einfach die statistische Methode anwenden. Das Problem haben wir durch die UV-Methode gelöst. Diese Methode gestattete nämlich, die ursprüngliche Färbung, bzw. die an deren Stelle auftretenden Farbenflecke auch an solchen Exemplaren zu rekonstruieren, die keine Spur der Färbung zeigen. Wir haben das zur Verfügung stehende Material von diesem Gesichtspunkte untersucht und sind zu einem interessanten Ergebnis gekommen.

Diese Untersuchungen bewiesen, dass sich die Art, die auf Grund der Variation der Abmessungen als einheitlich erkannt wurde, sich auch nach der Färbung nicht auf mehrere Arten aufteilen lässt. Wir analysierten nämlich die kleinere, schmalere und die grössere, dickere Gruppe gesondert, und es ist

Häufigkeitskurve der Musterung der *Terebra hungarica* Hal.

Terebra hungarica Hal.

Terebra hungarica macropunctata
n. ssp.



I.	I./a	II.	III./a	III.
----	------	-----	--------	------

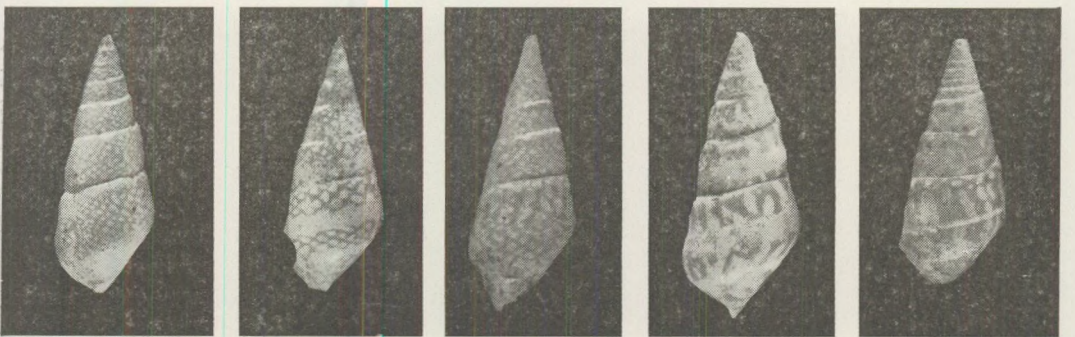


Abb. 4.

uns gelungen bei beiden Gruppen dieselben drei Haupttypen zu unterscheiden, und zwar anhand des Wachstums der Skulpturelemente:

- I. Typus: Der Umgang zeigt eine dichte, zierliche netzartige Verzierung. (Das ist auch bei dem von Halaváts beschriebenen Typus der Fall.) Untergruppe I/a dieser Gruppe zeigt auch ein zierliches Netzmuster, aber nur am oberen, bzw. unteren Teil des Umgangs. In der Mitte zieht ein ganz glatter, musterloser Streifen durch.
- II. Typus (Übergangstypus): Das dichte, zierliche Netzmuster der Umgänge löst sich auf. Die Skulpturelemente bilden einen Übergang zwischen der feineren, netzartigen und der gröberen, zickzackigen.
- III. Typus: Die Umgänge zeigen ein gröberes Zickzackmuster. Es gibt auch hier eine Untergruppe III/a, mit grobem Zickzackmuster, wo durch die Mitte des Umgangs ein ungefärbter Streifen durchläuft.

Es treten diese drei Hauptgruppen in grösster Anzahl auf.

Im Laufe der UV-Untersuchungen bestimmten wir die genaue Anzahl der in die einzelnen Gruppen gehörigen Exemplare. Es ergaben sich daraus recht interessante Zusammenhänge.

Die meisten Exemplare kommen in der ersten und dritten Gruppe vor, während die Exemplare des Übergangstypus die kleinste Anzahl aufweisen (Abb. 4.).

Die Untersuchungen zeigen, dass man vom Gesichtspunkte der Verzierung zwei Gruppen unterscheiden kann. In Anbetracht dessen, dass das Typusexemplar die zierliche Netzmusterung der ersten Gruppe zeigt, können wir die davon abweichenden grob-zickzackige Skulpturelemente tragenden Exemplare als eine Subspezies unter dem Namen *Terebra hungarica macropunctata* absondern. In diesem Falle ist eine genaue Abgrenzung nur mittels der UV-Methode möglich. Zwar haben 20% der uns zur Verfügung stehenden Exemplare ihr ursprüngliches Muster bewahrt, diese hätten aber nicht zur statistischen Untersuchung gelangt.

Die detaillierte fluoreszenz-statistische Untersuchung der *Terebra hungarica* hat zunächst einmal die Möglichkeiten der Anwendung dieser Methode klar gestellt. Wir betrachten nun als unsere nächste Aufgabe die gleichartige Untersuchung der *Conus*, dann der *Turritellen*. Diese Frage ist aber viel verwickelter, weil man im Laufe der Untersuchungen ein sehr grosses Material in Betracht nehmen muss.

Fluoreszenz-Beschreibung der Fauna von Pécsszabolcs

Classis: Gastropoda

Fam.: Turritellidae

Im Laufe der UV-Untersuchungen stand die Untersuchung der Familie *Turritellidae* im Vordergrund. Die eingehende Bearbeitung ist leider noch nicht beendet, da sie eine vollständige variationsstatistische Bearbeitung unter

Anwendung des ganzen Materials erfordert. Trotzdem scheint es nützlich, die bisherigen Ergebnisse mitzuteilen.

Für die *Turritellen* ist im allgemeinen eine unregelmässig verlaufende Querschraffierung kennzeichnend, die sich von Sutura bis Sutura erstreckt.

Turritella badensis S a c c o

Tafel I, Bild 3.

An den Umgängen ist eine axiale, von Sutura zu Sutura laufende, feine, dichte, unregelmässige, farbige Schraffierung wahrnehmbar. Die ältesten Umgänge sind unverziert.

Turritella turris carinatoides S a c c o

Tafel I, Bild 1.

Bei UV-Licht ist eine im Verhältnis zur *Turritella badensis* dichtere, gleichförmigere, ebenfalls den ganzen Umgang durchquerende, schmale Querschraffierung wahrnehmbar. Die ältesten Umgänge sind auch hier unverziert.

Turritella subarchimedis d'O r b

Tafel I, Bild 2.

Die Verzierung tritt in der Form von mit den Wachstumslinien parallelen unregelmässig verlaufenden inäquidistanten Linien auf.

Turritella sulcomarginalis S a c c o

Tafel I, Bild 6.

Das fluoreszierende Muster tritt an der Stelle der ursprünglichen Skulptur am unteren Teile der Umgänge in der Form von weit abstehenden, etwas nach hinten verbogenen, unregelmässig geformten Flecken auf, die bis zur Mittellinie des Umganges reichen.

Fam.: Naticidae

Polynices redempta M i c h t.

Tafel II, Bild 4.

Die ganze Oberfläche des Hauses ist einheitlich durch fast kreisförmige, verschieden grosse Tüpfel bedeckt. Am Bild tritt leider die bei UV-Belichtung auffallende Verzierung nicht allzu klar hervor.

Fam.: Olividae

Olivella clavula vindobonensis M e z n.

Tafel I, Bild 4.

Es ist bei dieser Form eine interessante Skulptur zu beobachten. Etwa zwei Drittel des jüngsten Umganges sowie die Hälfte der älteren Umgänge weisen keine Fluoreszenz auf.

Fam.: Mitridae

Mitra scrobiculata Brocchi

Tafel II, Bild 3.

In UV-Licht macht sich eine kennzeichnende, kraftvolle Skulptur bemerkbar. Durch die Umgänge laufen sechs fast gleichdicke axial gerichtete Linien.

Mitra striatula Brocchi

Tafel II, Bild 5.

Am oberen Teile der Umgänge ist ein der Sutur paralleler, breiter, der Mündung zu sich verschmälernder Flecken zu bemerken. Weiter unten laufen kleine, einander parallele Strichelchen in sechs Reihen ab.

Mitra goniophora transsylvanica Mezn.

Tafel I, Bild 5.

Die Skulptur ist der vorigen ähnlich, jedoch zerfällt hier der suturnahe Streifen auf eine Reihe von Flecken. Die sechs Reihen von Strichelchen sind auch hier zu finden.

Fam.: Volutidae

Athleta rarispina Lam.

Tafel II, Bild 2.

Senkrecht zu den Wachstumslinien treten Ringe auf, die fast gleich dick und in gleichen Abständen angeordnet sind. Die fluoreszierende Verzierung ist leider nur mit freiem Auge klar wahrnehmbar, am Lichtbild sind die Streifen kaum sichtbar.

Lyria taurinia Bon.

Tafel II, Bild 1.

Die *Lyria taurinia* von Pécszaboles ist völlig unverziert, dadurch wird sie dem Typus von Kautsky ähnlich. Dagegen sind im UV-Licht an den Exemplaren von Szob kennzeichnende, in gleichen Abständen verlaufende spirale Streifen wohl sichtbar.

Fam.: Conidae

Conus rotundus H. et A.

Im UV-Licht tritt eine aus mehr oder minder dicken, parallelen Bändern bestehende, äquidistante Strichelung auf.

Conus berghausi Micht.

Tafel III, Bild 1., 2

Auch bei dieser Art kann man die kennzeichnende gestrichelte Skulptur der *Conidae* beobachten, mit der Abweichung, dass die Zierelemente viel größer sind. In jedem dritten Zwischenraum der parallelen Strichelchen von gedehnt-rechteckiger Form erscheinen gleichfalls rechteckige, aber kleinere Strichelchen. Die Apex ist mit weitstehenden rombusförmigen Flecken verziert.

Conus pseudoponderosus Glib.

Tafel III, Bild 4.

Seine Musterung ist kennzeichnend. Auf dem oberen Teile des letzten Umgangs verlaufen drei Reihen von schmalen Strichelchen, darauf folgen eine dickere, eine schmalere und wiederum eine dickere Strichelchenreihe.

Conus subaristriatus Da Costa

Tafel III, Bild 3.

Die Skulptur besteht aus elf parallelen Reihen von völlig gleichförmigen Strichelchen. An der Apex erscheinen schmale, gedehnte Streifen.
Fam. Terebridae

Terebra hungarica Hal.

Tafel IV, Bild 1, 2, 3.

Die Umgänge sind gleichförmig von einer zierlichen, dichten, netzförmigen Skulptur bedeckt, bzw. läuft zwischen der am unteren und oberen Teil der Umgänge erscheinenden zierlichen, netzförmigen Musterung eine ganz glatter, musterloser Streifen hindurch.

Terebra hungarica macropunctata n. subsp.

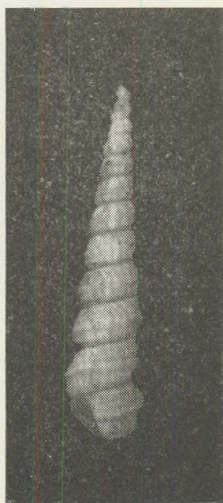
Tafel IV, Bild 4, 5, 6.

Die Umgänge sind mit einer gleichförmigen, groben Zickzackskulptur bedeckt, bzw. läuft zwischen der am unteren und oberen Teil der Umgänge erscheinenden Zickzackmusterung eine ganz glatter, musterloser Streifen durch.

LITERATUR

1. Bernheim, G. et Guyot, M. 1932.: *Traité d'analyse par les rayons ultra-violets filtrés*. Paris (Maloine).
2. Blumer, M. 1960.: *Pigments of a Fossil Echinoderm*. - *Nature*. 188.
3. Blumer, M. 1961.: *The organic chemistry of a fossil. I. The structure of the Fringelite Pigments*. *Geochimica Acta*.
4. Blumer, M. 1961.: *The organic chemistry of a fossil. II. Same rare polynuclear Hydrocarbons*. - *Geochimica Acta*.
5. Boni, A. 1938.: *Osservazioni preliminari su alcuni fossili alla luce di Wood*. - *Riv. Ital. Paleont.* 44. 1.
6. Boni, A. 1940.: *Fluorescenze di fossili eccitate con luce visibile*. *Riv. Ital. Paleont.* 46. V. 4.
7. Born, A. 1928.: *Die paläontologische Bedeutung der Methoden*. *Pal. Zeitschrift*. Bd. 10.
8. Champeil, M. 1925.: *La lumière de Wood*. - *Journ. de Conchyl.* V. 69.
9. Danckwort, P. W. 1928.: *Lumineszenz-Analyse*. - Leipzig.
10. Danckwort, P. W. 1949.: *Lumineszenz-Analyse im filtrierten ultra-violetten Licht*. - Leipzig.
11. De Lerma B.: 1958.: *Die Anwendung von Fluoreszenzlicht in der Histochemie*. - *Handb. Histochemie*. 1. 78.

12. Deribéré, M. 1938.: Les applications pratiques de la luminescence. — Fluorescence et phosphorescence, lumière noire. Paris (Dunod).
13. Dombrowski, H. 1959.: Über die Verwertbarkeit von histochemischen Reactionen bei fossilem Holz. *Neues Jahrb. f. Geol. und Paläont.*
14. Féliszferfalvi, J., Kaszap, A., Mucsi, O. 1965.: Die geologische Anwendung der Thermolumineszenz-Erscheinungen (ungarisch). *Földt. Közl.* **94**. 4.
15. Fischer, P. H. 1953.: Examen en lumière de Wood de la coquille de quelques Amphineures et Scaphopodes. — *Journ. de Conchyl.* Vol. **93**. N. 2.
16. Fischer, P. H. 1954.: Examen en lumière de Wood du test de quelques Céphalopodes fossiles. *Journ. de Conchyl.* Vol. **94**. N. 2.
17. Fischer, P. H. 1955.: Fluorescence des oothèques chez quelques Gastéropodes. — *Journ. de Conchyl.* Vol. **95**. N. 2.
18. Fischer, P. H. et Saddy, J. 1948.: Examen de nacres actuelles et fossiles en lumière de Wood. — *C. R. Acad. Sciences*. Paris.
19. Fischer, P. H. et Brunel-Capelle G. 1953.: Note sur la ponte d'Achatina fulica et sa fluorescence. — *Journ. de Conchyl.* Vol. **93**. N. 1.
20. Fischer, P. H. et Saddy J. 1949.: Examen en lumière de Wood de quelques Invertébrés marins des côtes de la Manche. — *Bull. Lab. Marit. de Dinard*. Fasc. **32**.
21. Freund, H. 1957–58.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik. (I., II.).
22. Heller, F. 1959.: Ein dritter Archaeopteryx — Fund aus den Solenhofener Plattenkalken von Langeneltheim. *Erlanger Geol. Abhandlungen*. Heft **31**.
23. Lengyel, E. 1943.: Fluoreszenz-Untersuchung ungarischer Mineralien in gefiltertem Violettlicht (ungarisch). — *Földt. Közl.* **73**.
24. Léon, R. 1933.: Ultraviolettes Licht entdeckt Versteinerungen auf „leeren“ Platten. Ein Pantopod im Jurakalk. *Natur und Museum*. Bd. **63**. H. 11.
25. Majer, D. und Wetzels, W. 1958.: Fluoreszenzmikroskopie geologischer und paläontologischer Objekte. — *Zeiss. Mitt. über Fortschr. der Techn. Optik*. **1**.
26. Miethé, A. et Born, A. 1928.: Die Fluorographie von Fossilien. — *Paläontol. Zeitschr.* Bd. **10**.
27. Miethé, A. 1927.: Sur la photographie des fossiles avec leur fluorescence propre. — *Photogr. Korresp.* V. **63**.
28. Möskes, A. 1931.: Über die Fluoreszenz und Phosphoreszenz der Fossilien. — *Nat. wiss. Monhfte. Biol. Unterr.* **28**.
29. Przißram, K. 1953.: Verfärbung und Lumineszenz. — Beiträge zur Mineralphysik. Wien.
30. Sacchi Vialli, G. 1958.: Sostanze azotate nei fossili e loro determinazione. — *Atti Inst. Geol. Univ. Pavia*. Vol. **8**.
31. Sacchi Vialli, G. 1962.: Ricerche sulle fluorescenze dei fossili. Osservazioni sullo smalto dei denti di alcuni Vertebrati. — *Atti Inst. Geol. Univ. Pavia*. Vol. **13**.
32. Sacchi Vialli, G. 1962.: Ricerche sulle fluorescenze dei fossili. Disegno cromatico e fluorescenza in Neritina mutinensis d'Anc. *Atti Inst. Geol. Univ. Pavia*. Vol. **13**.
33. Turek, R. 1933.: Chemisch-analytische Untersuchungen an Molluskenschalen. — *Arch. f. Naturgeschichte* **2**.
34. Vialli, M. 1939.: Lo studio istologico delle fluorescenze primarie eccitate con luce visibile. — *Boll. Soc. Ital. Sperim.* Vol. **15**.
35. Wagner, E. 1927.: Ein neues und einwandfreies Glasfilter. — *Deutsch. Optische Wochenschrift*.



1.



2.

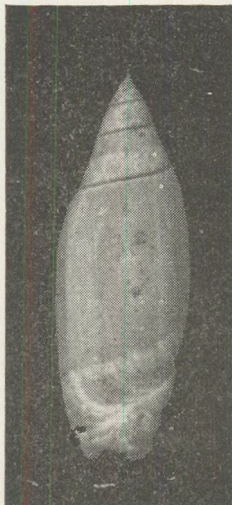


3.

5.



4.



6.

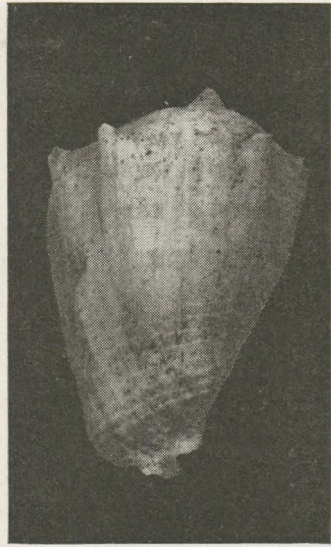


Tafel I.

1. *Turritella turris carinatoides* Sacco 1,5× - 2. *Turritella subarchimedis* d'Orb. 2×
 3. *Turritella badensis* Sacco 1,5× - 4. *Olivella clavula vindobonensis* Mez n. 2×
 5. *Mitra goniophora transsylvanica* Mez n. 3× - 6. *Turritella sulcomarginalis* Sacco 3×



1.

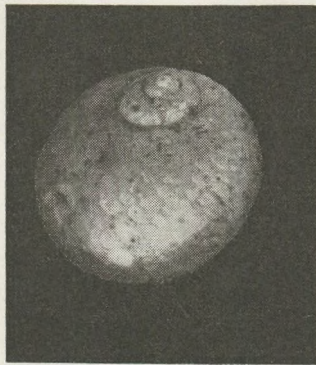


2.

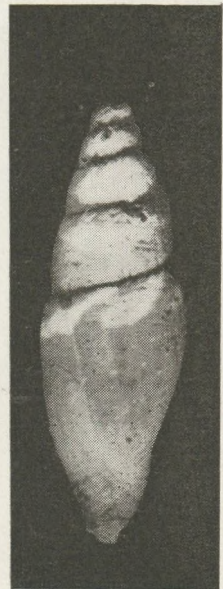
3.



4.

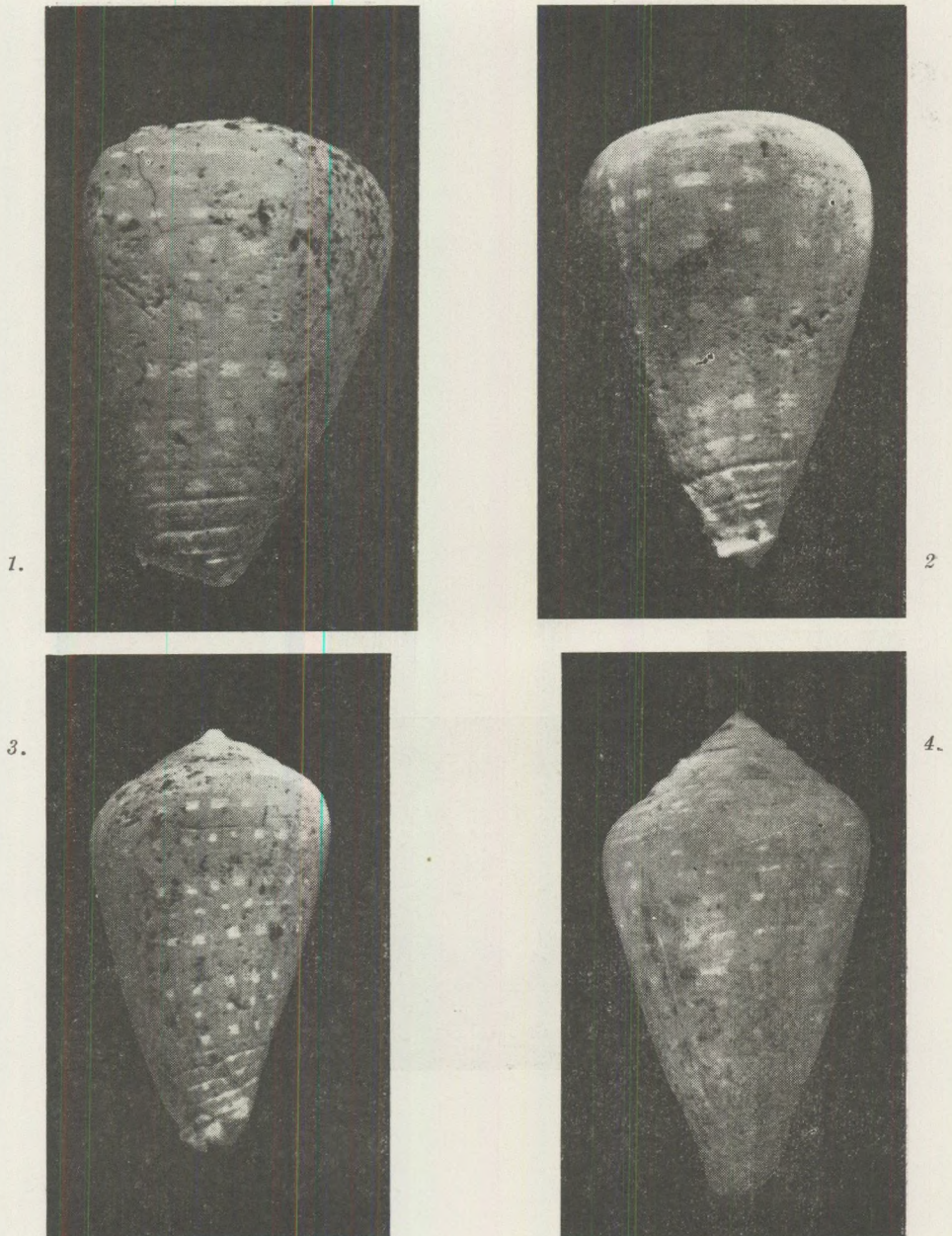


5.



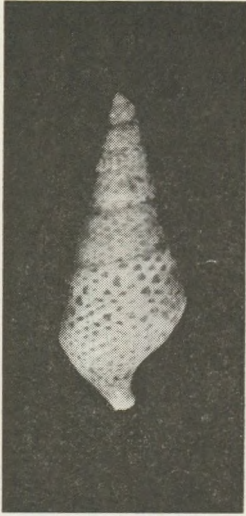
Tafel II.

1. *Lyria taurina* Bon. 2,5×
2. *Athleta varispina* Lam. 1,5×
3. *Mitra scrobiculata* Brocchi 3×
4. *Polynices redempta* Micht. 2×
5. *Mitra striatula* Brocchi 3×



Tafel III.

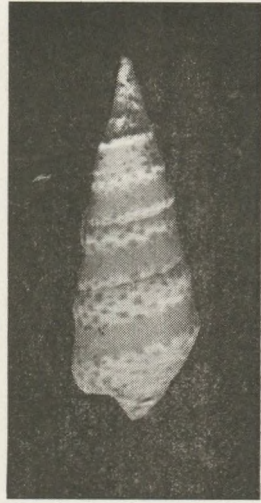
1. *Conus berghausi* Micht. 4×
2. *Conus berghausi* Micht. 4×
3. *Conus subaristriatus* Da Costa 2,5×
4. *Conus pseudoponderosus* Glib. 3×



1.



2.

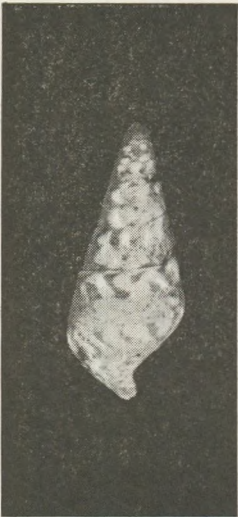


3.

4.



4.

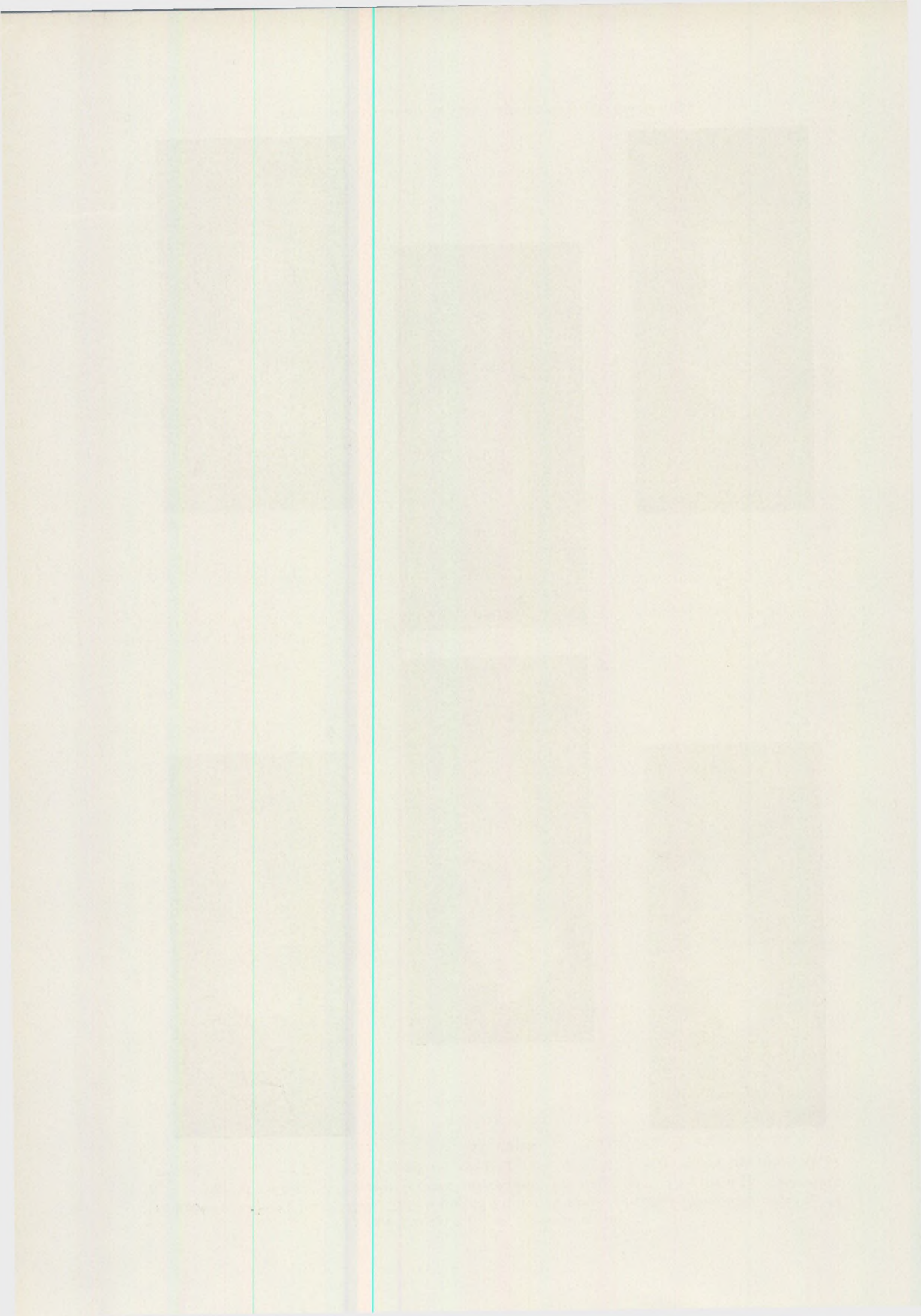


6.



Tafel IV.

1. *Terebra hungarica* Hal. 2,5× - 2. *Terebra hungarica* Hal. 2,5× - 3. *Terebra hungarica* Hal. 3× - 4. *Terebra hungarica macropunctata* n. subsp. 2,5× - 5. *Terebra hungarica macropunctata* n. subsp. 3,5× (Typus) - 6. *Terebra hungarica macropunctata* n. subsp. 3×



AN AREAL, QUANTITATIVE, CHEMICAL STUDY OF THE GRANITES OF THE VELENCE HILLS, HUNGARY

N. W. GOKHALE

(Geology Department, Eötvös Loránd University, Budapest)

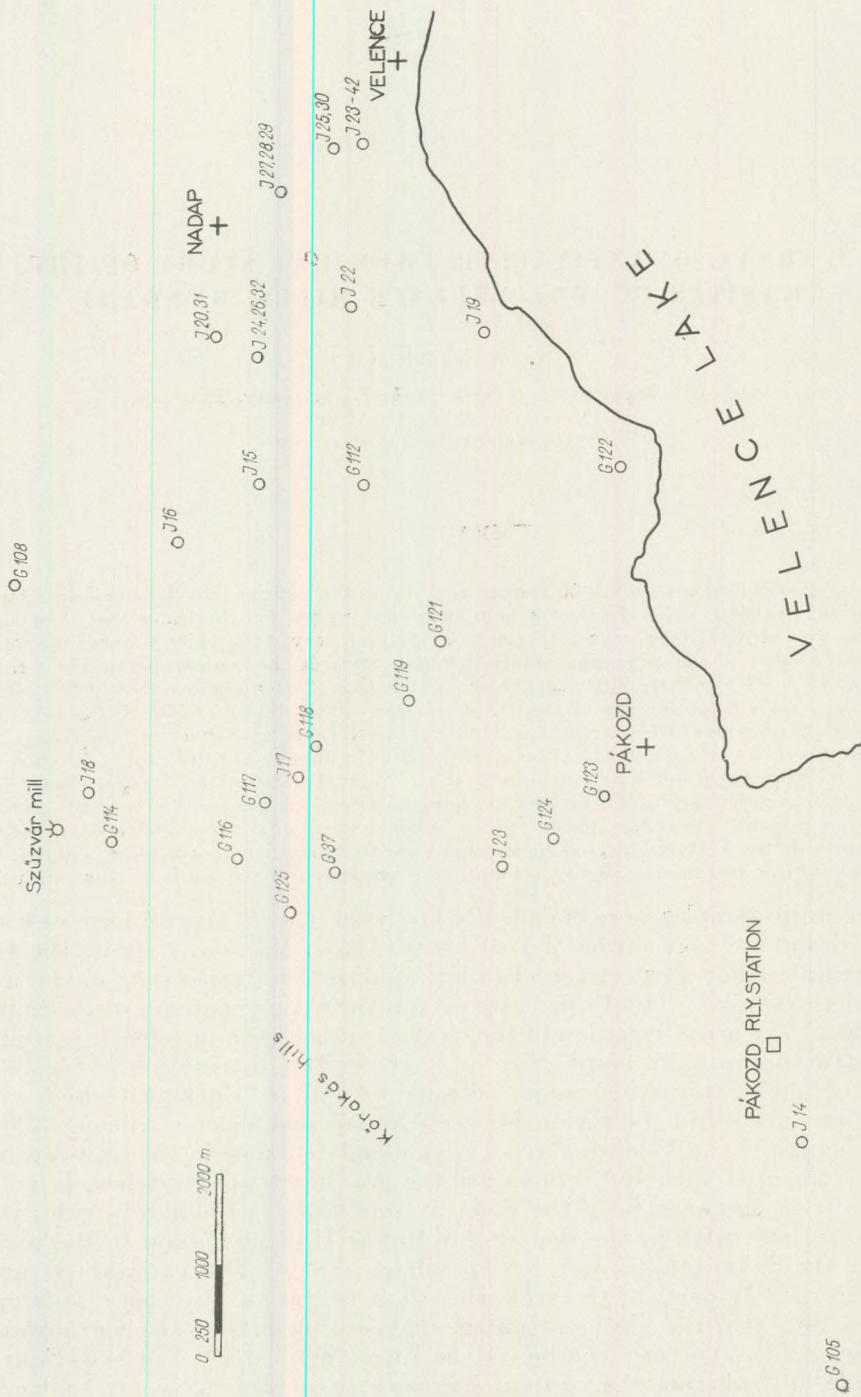
(Received on 23. II. 1965)

(With 10 sketches and 3 diagrams)

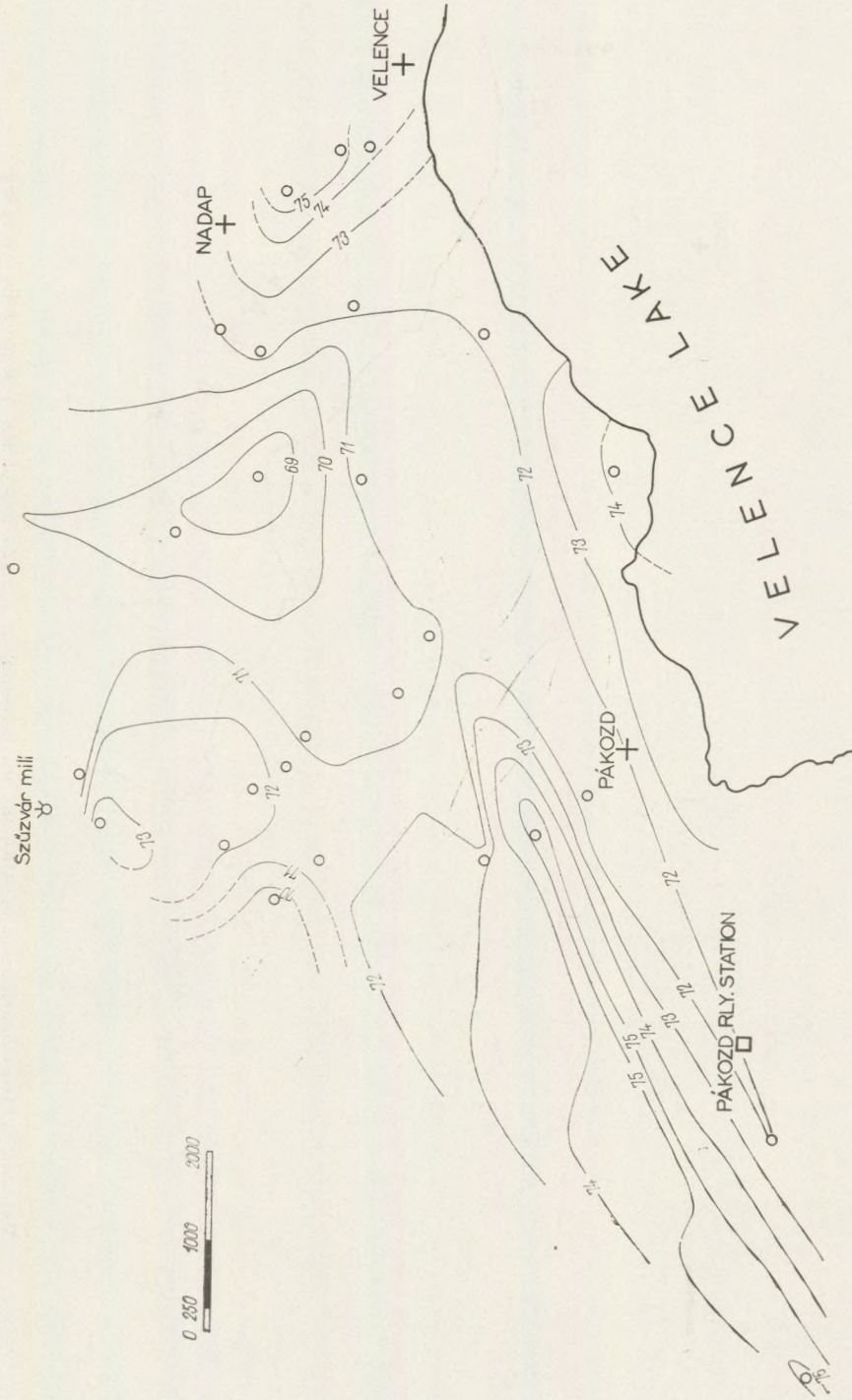
SUMMARY

Based on chemical analyses of 26 granitic rocks from the Velence hills, the areal distribution of the various oxides is studied with the help of isopleth maps. This indicates that the content of SiO_2 and that of K_2O in the rocks decreases from the periphery of the region towards the central parts, whereas that of the remaining oxides increases towards the central parts. The wt. percentage of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O and K_2O is plotted against that of SiO_2 . These graphs show that with an increase in the wt. percentage of SiO_2 that of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO and Na_2O decreases, whereas that of K_2O increases. These graphs agree remarkably well with those drawn by Hattori for the granitic rocks of Japan. The granites of Velence hills are rich in SiO_2 , Al_2O_3 and K_2O but poor in CaO , S , Al , F (Osann) and $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, MgO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ triangular variation diagrams disclose that syenites, quartz-diorites and granodiorites are not present. The author in his earlier paper dealing with the modal analyses of the granitic rocks of the Velence hills, has shown that these rocks are rich in orthoclase and that syenites, granodiorites and monzonites are absent. The present study strengthens this conclusion.

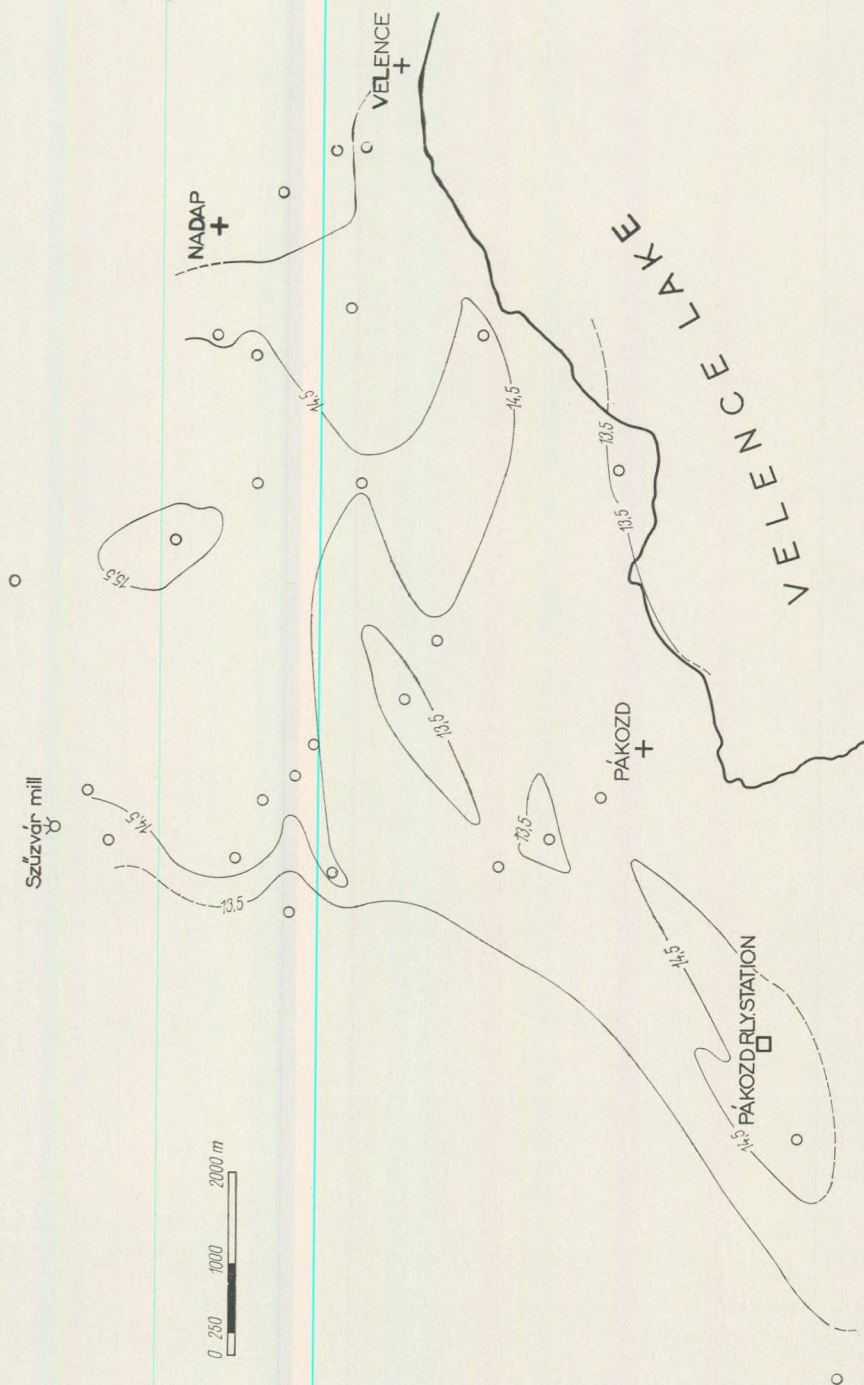
26 granite samples were chemically analysed. Out of these 13 are new and the remaining are taken from Jantsky (1957). Map no. 1 shows the sites of the samples. For most of the chemical analyses, corresponding modal analyses are also available. In Table 1. are set out the wt. percentages of the important oxides. The areal variation of the oxides enumerated in table 1. is studied by constructing isopleth maps. Map no. 2 shows the distribution of SiO_2 . The wt. percentage of this oxide ranges between 68 and 76. Rocks with high silica content are located in the region between Nadap and Velence villages (75%), in the region of Lake Velence (74%), in an elongated zone in the southwestern region of the area with 76% (these are the granites that are richest in silica) and finally in the area near the Szűzvár mill (73%). Relatively silica-poor granites are met with in the region of Kórákás Hill (69%) and in the region between the Szűzvár mill and Nadap village (68%). The variation is quite sudden in the SW parts of the area whereas it is gradual elsewhere. It is interesting to note that the silica percentage decreases from the periphery inwards. However, on the northern border of the area under study, the behaviour of this oxide i.e., whether the content increases or decreases, is not known.



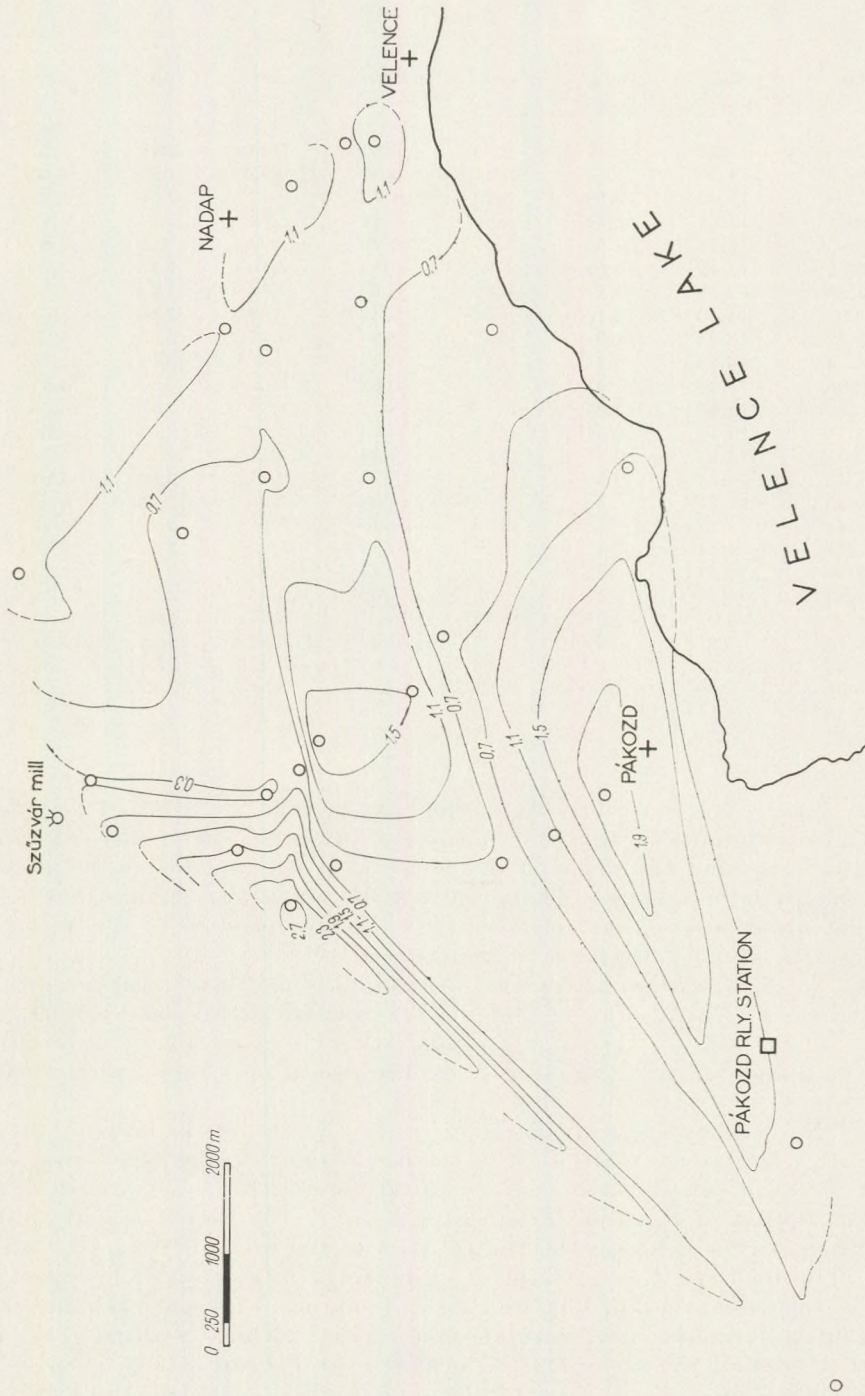
Map No. 1. Sites of rock samples. The letters "G" and "J" represent the author's and Jantsky's rock collection respectively. (Granites of the Velence hills, Hungary)



Map No. 2. Areal distribution of SiO₂ (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



Map No. 3. Areal distribution of Al_2O_3 (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



Map No. 4. Areal distribution of Fe₂O₃ (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary

Table 1.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
71,68	14,52	0,47	2,13	0,87	1,40	3,10	4,31
72,80	14,70	1,52	0,41	0,30	0,91	2,94	4,32
72,98	15,48	0,29	0,17	0,12	0,52	3,80	4,42
70,21	14,57	1,74	1,66	1,44	2,09	3,34	4,43
70,65	13,14	1,50	1,67	1,95	1,92	3,26	4,80
70,92	14,49	0,51	1,96	0,45	2,16	3,35	3,76
74,25	13,39	1,11	0,56	0,30	0,63	3,18	5,84
71,03	14,40	2,15	0,62	0,82	1,39	2,64	5,74
75,22	13,36	1,01	0,52	0,20	0,97	3,17	4,90
76,14	13,28	0,32	0,17	0,17	0,35	3,06	5,15
70,68	15,35	1,32	0,31	0,62	0,52	3,10	5,44
71,22	14,57	0,91	1,53	0,52	1,78	3,27	4,35
73,41	14,37	0,81	0,26	0,17	0,83	3,35	4,35
72,01	14,95	0,97	2,01	0,39	2,11	2,93	3,88
68,51	15,31	0,65	2,87	0,77	2,37	3,06	4,04
69,35	15,74	0,52	2,64	0,68	2,38	3,64	4,00
71,45	14,62	0,32	2,44	0,49	1,62	3,46	4,45
70,48	14,51	0,27	2,41	0,56	1,92	3,56	4,47
72,04	14,67	0,32	1,55	0,40	0,91	3,79	4,77
72,05	14,47	1,08	1,07	0,06	0,33	2,36	5,58
72,05	13,99	0,79	1,42	0,12	0,97	3,42	5,16
72,96	13,61	0,62	1,77	0,26	0,87	3,19	4,69
72,47	14,57	0,80	1,32	0,09	0,26	2,33	5,97
75,04	13,09	1,05	0,88	0,11	0,66	2,36	4,59
75,78	13,16	1,26	0,38	0,09	0,30	2,14	5,57
74,27	13,84	1,32	0,27	0,07	0,21	2,62	5,35

The author has shown in an earlier paper, that the content of modal quartz also diminishes from the periphery inwards. The rocks with the lowest quartz content are met with on the Kőrakás Hill and also in the more or less central parts of the area. The silica distribution is also similar and hence the earlier observation, that relatively silica/quartz poor rocks are met with in the central parts of the area, is thus strengthened.

Map No. 3 shows the distribution of alumina. The content varies between 13.09 and 15.74%. Rocks rich in alumina are noticed at two places – one near Pákozd railway station (14.95%) and the other in the area lying between Szűzvár mill and Nadap village (15.74%). The rise in the content of this oxide though slight, it is still from the periphery inwards.

Map No. 4 shows the distribution of Fe₂O₃. It varies between 0,27% and 2,75%. The areal distribution is rather regular. Zones stretching in a NE-SW direction are noticeable. The richest zone (2,75%) is noticed on the westernmost part of the area. Progressing due SE, the content rapidly diminishes, then it rises again in the central part of the area (1,75%) The latter zone is ill-defined and the isopleths do not stretch in a NE-SW direction. To the SE of this zone, the Fe₂O₃ content again diminishes for a stretch and then rises again to form the last iron-rich zone (2,15%), which is situated on the southern border of the area. This is located near Pákozd village. The Fe₂O₃ content diminishes towards the periphery of the region under study.

Map No. 5 shows the distribution of FeO. It varies between 0,17% and 2,87%. The distribution is quite simple. Rocks rich in this oxide are located in the region lying to the west of Nadap village (2,87%) and in the vicinity of the Szűzvár mill (2,41%). The isopleths are vaguely elongated in a NE-SW direction. The content of this oxide diminishes towards the periphery of the region with the exception of the Szűzvár mill area, where the content is seen to rise.

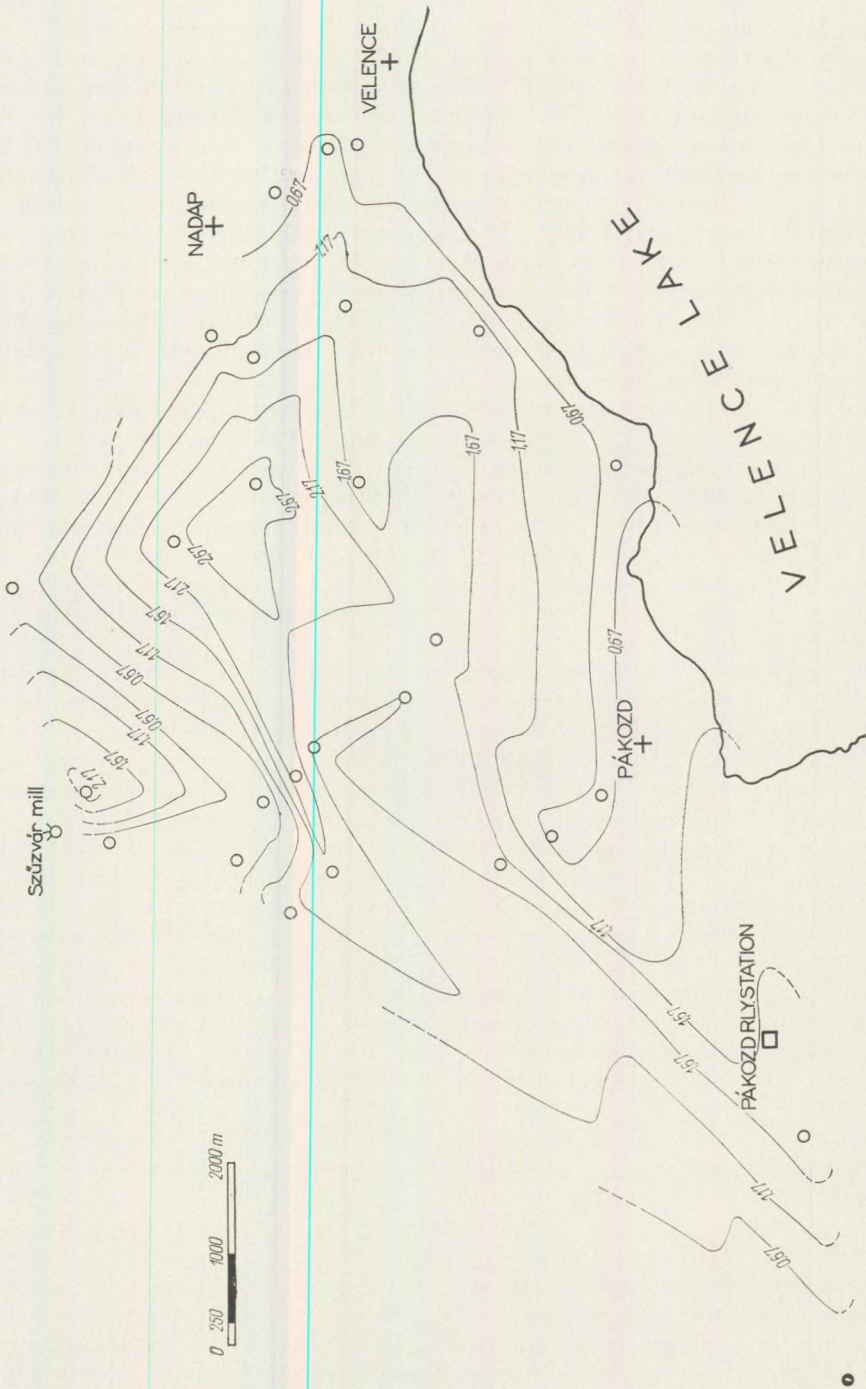
Map No. 6 shows the distribution of the MgO content of the rocks. It varies between 0,06% and 1,95%. The isopleths are again stretched in a NE-SW direction. Rocks with maximum MgO content (1,95%) are located in the central parts of the area. On the western part of the area, once again rocks rich in MgO (1,57%) are found. Immediately NW of Pákozd village the MgO content slightly rises (0,82%). However towards the periphery of the region the content diminishes once again.

Map No. 7 shows the distribution of the CaO content of the rocks. It varies between 0,26% and 2,38%. Rocks with maximum CaO content (2,38%) are found to the west of Nadap village. The content rapidly decreases towards the NE, while in the other directions it decreases gradually. The content of CaO slightly increases (2,16%) to the north of Pákozd village. To the immediate west of the Pákozd railway station, it once again increases (2,11%) and the increase is quite sudden. In general the CaO content decreases towards the periphery of the region with the exception of the area near the Pákozd railway station, where it is seen to rise.

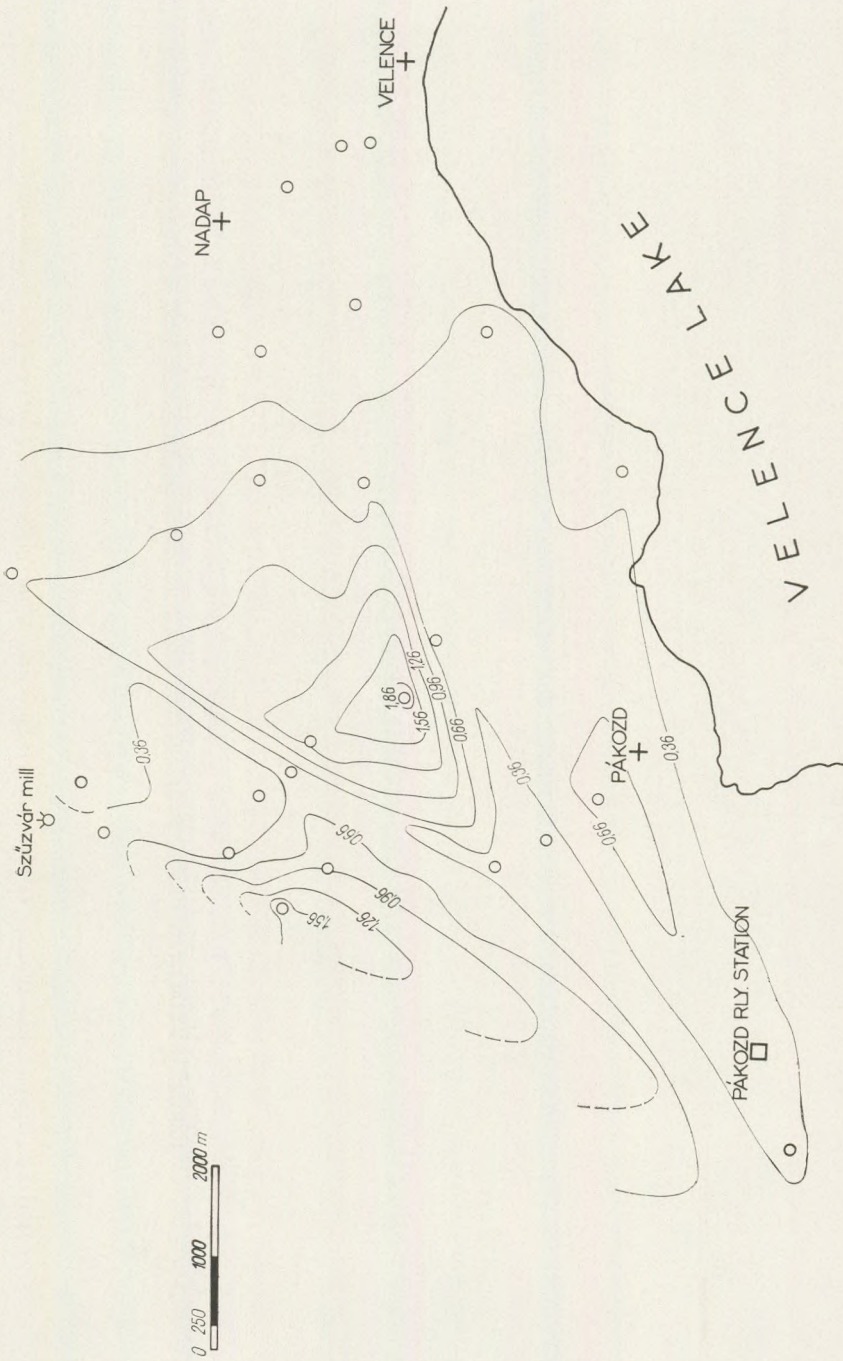
The distribution of Na₂O is shown on map No. 8. Its variation, between 2,14% and 3,8%, is rather slight. Rocks rich in soda are located at three places: 1. Immediately NW of Pákozd village (2,64%), 2. in the region between Velence and Pákozd villages (3,79%) and 3. to the south of the Szűzvár mill (3,8%). The variation is gradual. In general the content of soda diminishes towards the periphery of the region.

Map No. 9 shows the areal distribution of the K₂O content of the rocks. It varies between 3,76% and 5,97%. Rocks richest in K₂O content (5,97%) are noticed immediately west of Nadap village. Rocks rich in K₂O are encountered in the area around Lake Velence (5,84%), in the SW corner of the area (5,15%) and in the area to the west of Velence village (5,35%). Rocks poor in K₂O (3,76%) are met with in the central part of the area and also in the area immediately to the west of the Pákozd railway station (3,88%). The K₂O content rapidly increases towards the Lake Velence region, towards the NE and eastern part of the region under study. The increase on the western border of the area is not rapid, yet the content is seen to rise towards the periphery of the region. Thus it may be said that with the exception of the region of the Pákozd railway station, the K₂O content of the rocks decreases towards the central parts of the area.

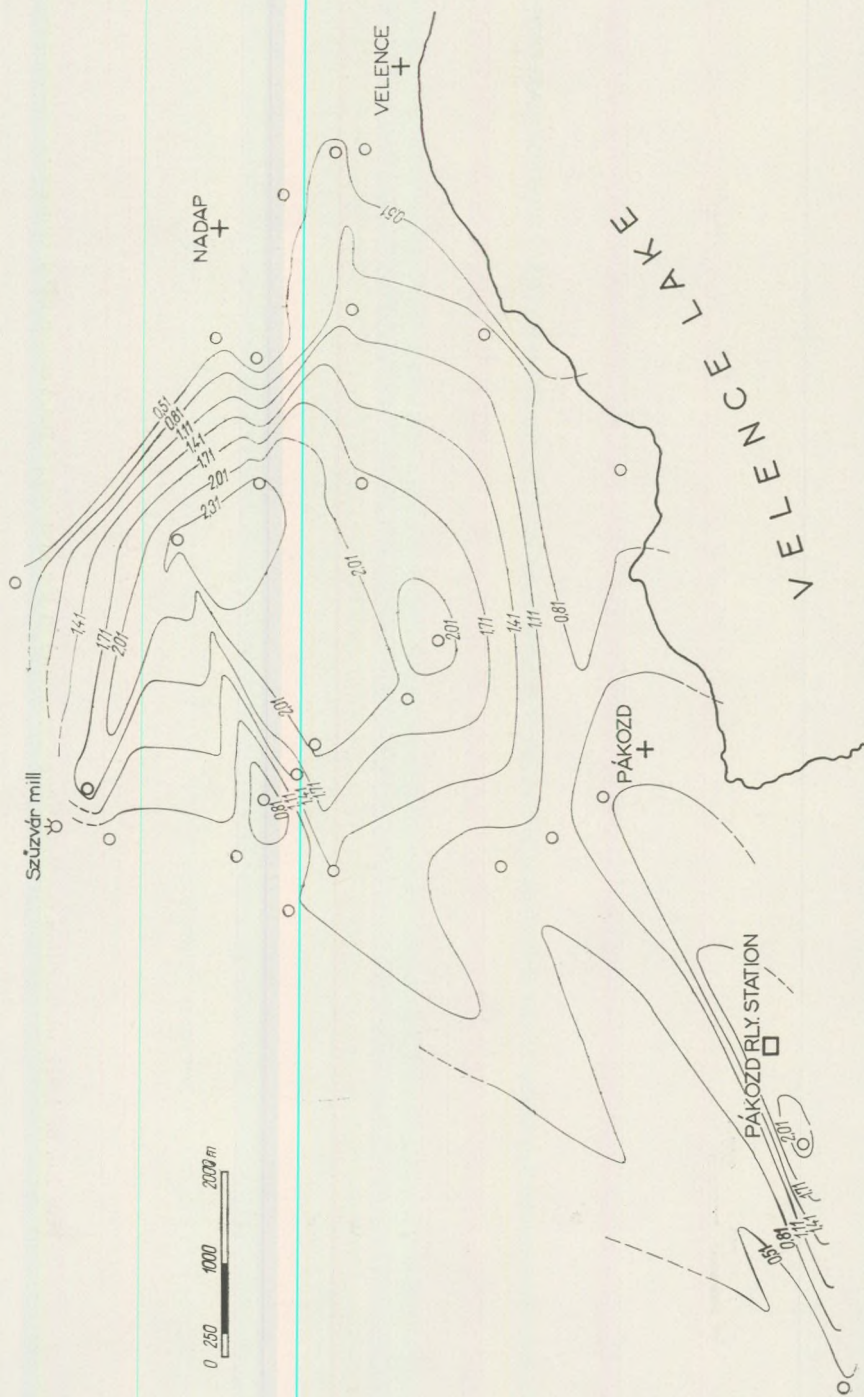
Thus it is seen from the areal distribution maps drawn for the various oxides that the SiO₂ content and the K₂O content of the rocks decreases towards the central parts of the area. In the case of the rest of the oxides the content increases towards the central parts of the region. Of course these statements are true only in a general way, for in the case of one or two oxides there are exceptions. But these exceptions do not much offset the general statements made in respect of the areal distribution of the various oxides.



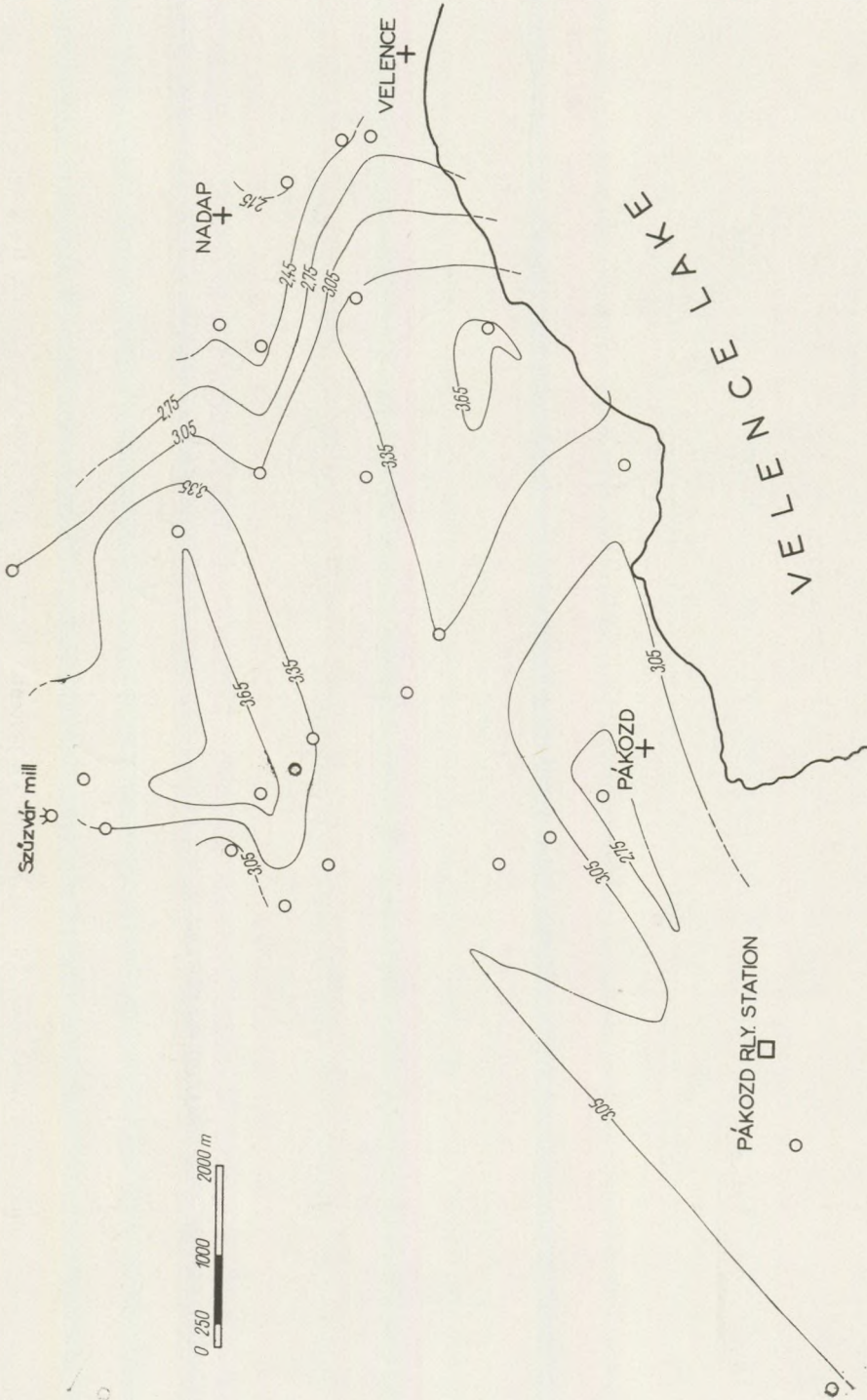
Map No. 5. Areal distribution of FeO (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



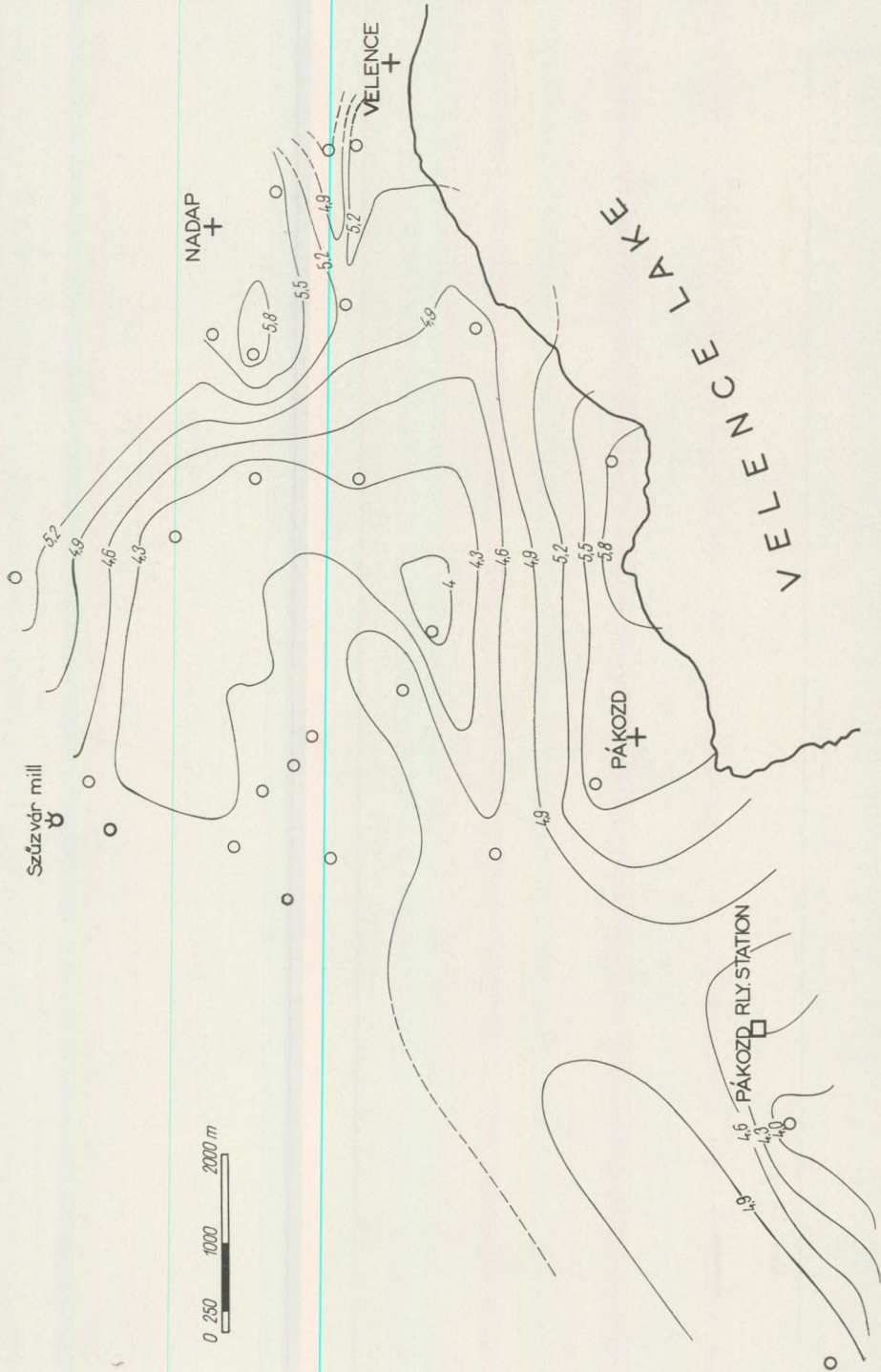
Map No. 6. Areal distribution of MgO (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



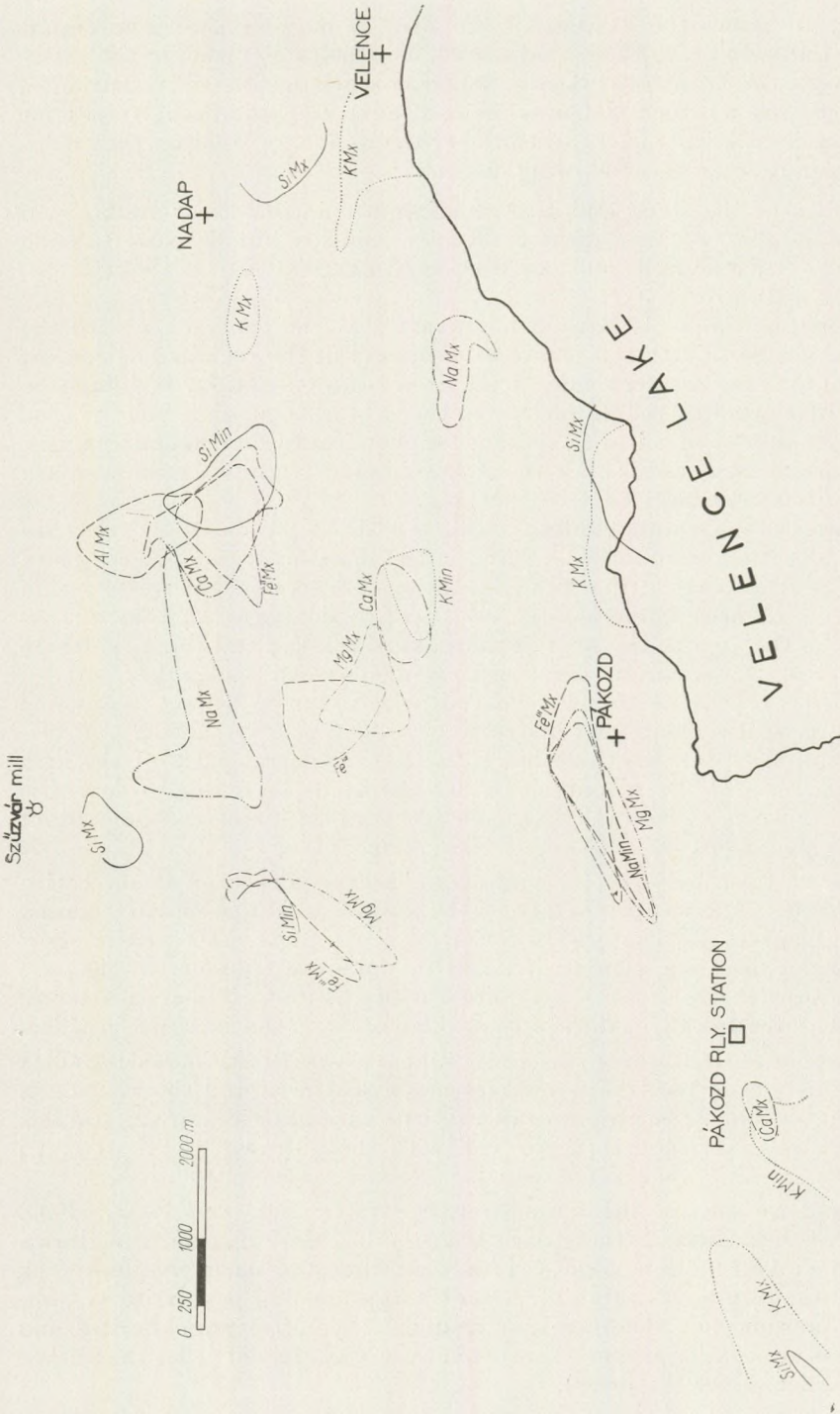
Map No. 7. Areal distribution of CaO (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



Map No. 8. Areal distribution of Na₂O (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



Map No. 9. Areal distribution of K₂O (in wt. percents) in the granites of the Velence hills, Hungary



Map No. 10. Superposition of zones of maximum and minimum values for the various oxides in the granites of the Velence hills, Hungary

SiMx	SiO ₂ maximum	Fe''' Mx	Fe ₂ O ₃ maximum	NaMx	Na ₂ O maximum
SiMin	SiO ₂ minimum	Fe''' Min	Fe ₂ O ₃ minimum	NaMin	Na ₂ O minimum
AlMx	Al ₂ O ₃ maximum	Fe'' Mx	FeO maximum	KMx	K ₂ O maximum
AlMin	Al ₂ O ₃ minimum	Fe'' Min	FeO minimum	KMin	K ₂ O minimum

Map No. 10 shows the location of the sites of maximum and minimum values of the individual oxides treated above. This helps to visualise the inter-relation between the various oxides i.e., their co-variance or contra-variance.

It helps to see whether the sites of maximum and minimum values for the various oxides are irregularly spread over the region or whether they coincide. This map reveals the following features:

1. The sites of the silica and K_2O maximum coincide. Near Nadap and Velence villages, the two sites do not actually coincide but lie close to each other. Near the Szűzvár mill, only an SiO_2 -maximum is seen, without a corresponding maximum of K_2O .

2. The SiO_2 minimum is located not exactly at the central parts of the area yet it cannot be said that it is on the periphery of the region. The zone of minimum SiO_2 on the western side of the area is an exception. It should be remembered that granites extend further to the west of this point, but the rock here is so much altered that it is fit neither for chemical nor for modal analysis. But the feature to be noted is that the K_2O minimum and SiO_2 minimum are located towards the central part of the area.

3. The sites of maximum content of Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 and FeO are seen to coincide with each other. Further the maximum is located more or less in the central parts of the area. Exceptions are seen on the western side of the area, in the area immediately NW of Pákozd village, in the Szűzvár mill area and in the area to the west of the Pákozd railway station. Even there the Fe_2O_3 and MgO maximum are seen to coincide with each other.

4. The behaviour of Na_2O is not clear. It is not seen to belong to any one of the group of oxides mentioned above.

5. SiO_2 and K_2O decrease together towards the central parts of the area whereas in the case of the remaining oxides the value increases towards the centre. In other words, where the SiO_2 and K_2O content increases, the content of the remaining oxides decreases and vice versa.

The inter-relation between the various oxides has also been studied with the help of graphs. The wt. percentage of the various oxides is plotted against that of SiO_2 (diagram 1). The graphs for Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO clearly show that these oxides decrease with an increase in the silica content. In the case of Fe_2O_3 and Na_2O this relation is not quite obvious as the points are scattered. Still the content of these two oxides is seen to fall off with the increase in silica.

In the case of K_2O , however the content increases with an increasing silica content. In this graph, too, the points are much scattered and the relation is not readily appreciable. The graphs drawn for the various oxides of the granites of the Velence hills are seen to agree well with those drawn by Hattori (1960) for the granitic rocks of Japan.

In Table 2 are set out the ratios of $K_2O + Na_2O$, MgO and $Fe_2O_3 + FeO$. On the basis of these data, a triangular variation diagram (diagram 2) is drawn after Schneiderhöhn (1957). It is seen that the most frequent rock types are aplitic granite and granite. Granites approaching pegmatite in composition are present, but these are not frequent. Syenites, granodiorites and quartz-diorites are totally absent. This conclusion was arrived at by the author also in an earlier paper (in press).

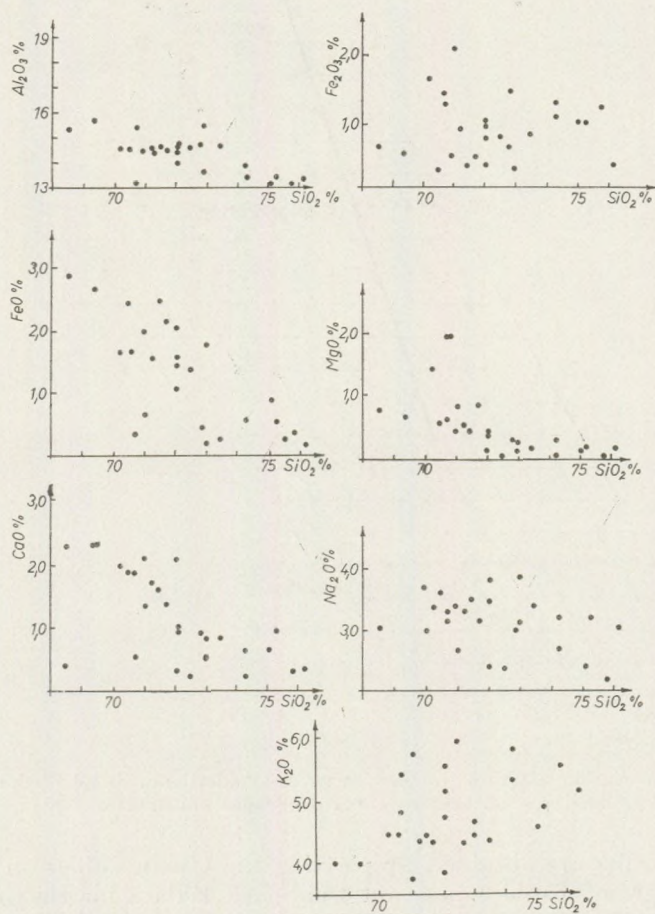


Diagram No. 1. Wt. percents of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O and K_2O vs. weight percents of SiO_2

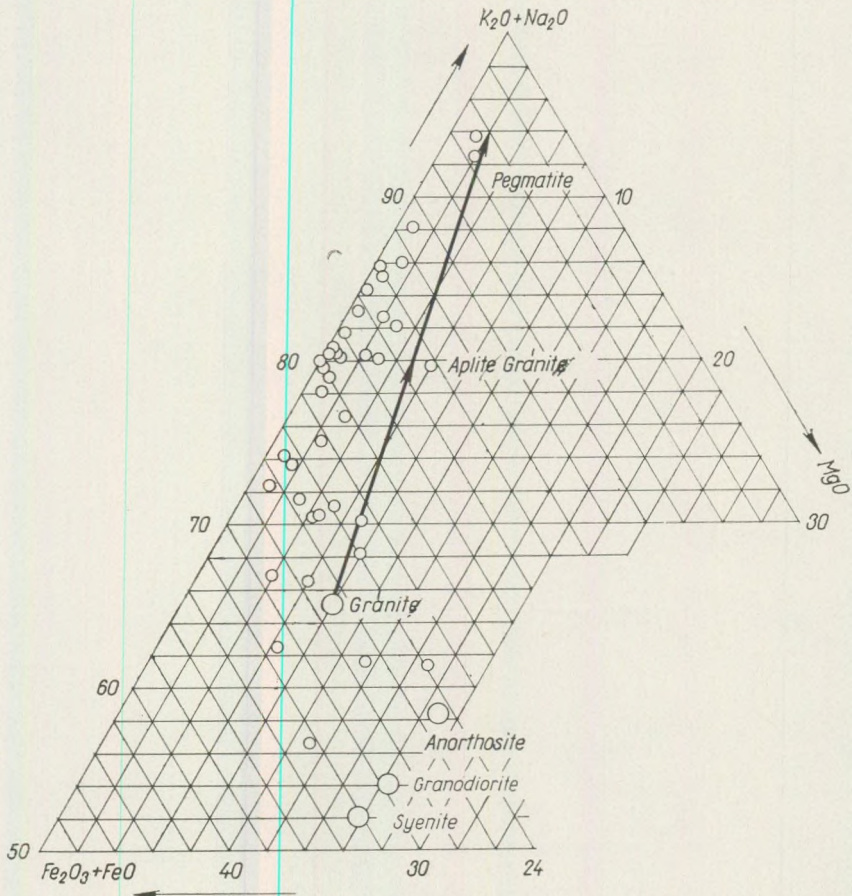


Diagram No. 2. Variation diagram (in part) after Schneiderhöhn. Small circles represent the analyses of granites of the Velence hills, Hungary

Similar results are obtained by plotting the Osann values on the S, Al, F triangular diagram. Table 3. sets out the S, Al, F data for the granitic rocks of the Velence hills. The diagram (diagram 3) shows that only granites are present in the area under discussion. It is also seen that the points are not at all scattered. This perhaps means that the magma did not undergo any differentiation, or perhaps differentiation occurred deeper down and the magma merely rose to the present position and crystallised.

Osann has classified the igneous rocks on the basis of the S, Al, F values. According to his classification in the present area, 9 analyses out of the total of 39, belong to the siliceous alk-lime granites, 2 belong to granite proper and the remaining lie between these two varieties. For them there is no name in the Osann's classification. All the same, it is seen that quartz-diorites, granodiorites are not present as the S, Al, F values do not even approach the Osann values necessary for these rocks.

Table 2

$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	MgO	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	MgO
23,00	72,00	5,00	20,00	79,00	1,00
12,00	86,00	2,00	22,50	75,00	2,50
15,50	82,50	2,00	19,00	80,00	1,00
5,00	93,50	1,50	18,50	80,50	1,00
24,50	71,50	4,50	21,00	78,00	1,00
5,50	92,50	2,00	26,50	72,50	1,00
20,50	76,50	3,00	12,50	86,00	1,50
24,00	68,00	8,00	11,00	88,00	1,00
15,00	79,00	6,00	25,00	73,50	1,50
15,00	82,00	3,00	25,00	74,00	1,00
27,00	61,50	11,50	20,00	79,50	0,50
24,00	61,00	15,00	13,80	85,90	0,30
23,00	70,00	7,00	16,54	81,18	2,28
32,00	56,50	11,50	14,50	84,80	0,70
29,00	67,00	4,00	17,60	81,90	0,50
31,00	62,50	6,50	20,15	79,55	0,30
27,50	66,50	6,00	18,66	81,04	0,30
25,00	70,50	4,50	13,36	85,85	0,79
24,00	71,00	5,00	17,59	81,53	0,88
17,00	80,00	3,00	17,69	81,58	0,73
20,00	80,00	0,00	16,16	83,83	0,81
25,50	71,50	3,00			

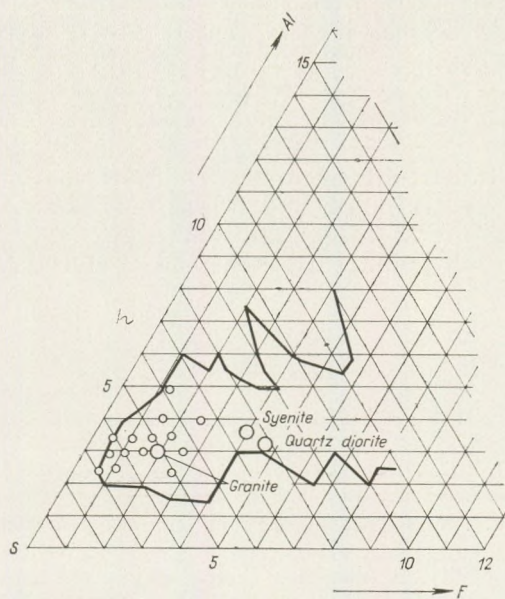


Diagram No. 3. Variation diagram (in part) after Osann. Small circles represent the analyses of granites of Velence hills. Hungary.

Table 3.
Osann values

No. of analyses	S	Al	F	Osann's classification	
9	26,0	3,0	1,0	siliceous alk-lime granite	
9	26,5	3,0	0,5		
4	25,0	3,0	2,0		
3	26,5	2,5	1,0		
3	27,0	2,5	0,5		
3	26,0	3,5	0,5		
2	25,5	3,0	1,5		
1	24,5	3,5	2,0		
1	25,0	3,5	1,5		
1	25,5	3,5	1,0		
1	25,0	2,5	2,5		
2	24,5	3,0	2,5		granite

CONCLUSIONS

The study reveals that:

1. The content of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO and Na_2O increases towards the central parts of the area.
2. The content of SiO_2 and that of K_2O decreases towards the central parts of the area.
3. Where the SiO_2 content increases, the content of Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO and Na_2O decreases. Only the content of K_2O increases with an increase in the SiO_2 content.
4. The rocks are rich in SiO_2 , K_2O and Al_2O_3 but poor in CaO .
5. Only granites are present and quartz diorites, granodiorites and syenites are absent.
6. The magma either did not undergo differentiation, or the differentiation occurred in a greater depth and it was only some time after that the granitic magma rose to its present position.
7. The Velence hill granites are rich in K_2O and may be called potassic granites.

REFERENCES

1. Gokhale, N. W. (1965): A velencei-hegységi gránit kvantitatív ásványtani vizsgálata (in press).
2. Hattori, H. and others (1960): On chemical composition of granitic rocks of Japan, *Report, 21st Int. Geol. Cong.* pp. 40-46.
3. Jantsky, B. (1957): A Velencei-hegység földtana, *Geologica Hungarica*, Series geologica, 10.
4. Johannsen, A. (1931): A descriptive petrography of the igneous rocks Vol. I. Univ. Chicago press, Illinois.
5. Schneiderhöhn, H. (1958): Die Erzlagerstätten der Erde, Band I p. 45, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.

JURASSIC STROMATOLITES OF THE VILLÁNY MOUNTAINS (SOUTHERN HUNGARY)

A. RADWAŃSKY - M. SZULCZEWSKI

Laboratory of Dynamic Geology of Warsaw University
(Received: 19, II, 1965)

ABSTRACT

The morphology and origin of the stromatolites from the Middle Jurassic ammonite-bearing layer at Villány (Villány Mountains, Southern Hungary) are presented. Of the stromatolites, both columnar as well as spheroidal forms (oncolites) occur there. Columnar stromatolites usually form bigger associations of a clump or clod type, which cover the sediment - the knobby layer - rich in Bathonian and Callovian ammonites (Lóczy's fauna). The morphology of the stromatolites and the structure of associated sediments have been used as indicators of the environment. Both the knobby layer with Lóczy's ammonites and the stromatolites developed during the Callovian within the intertidal zone of the marine shoal.

Introduction

The stromatolites at Villány had been recognized a few years ago by the Polish geologist J. Znosko (1961). In the course of the present authors' investigations of Jurassic stromatolites in Poland it was interesting to do comparative studies on the Hungarian material as Jurassic stromatolites are very rare all over the world. Visiting the Villány Mts. and the collecting of material was possible owing to the courtesy of our Hungarian colleagues, especially Dr. E. Vég h and Dr. A. Kaszap, both of the University of Budapest, who facilitated the stay in Hungary of the first author (A. Radwański) during the summer of 1964. Dr. A. Kaszap also introduced him to the geology of the Villány Mts., discussed many problems and helped during the field work. To both of them the Authors offer their sincere thanks.

General situation of the Villány stromatolites

The stromatolites occur in Middle Jurassic limestones of the Templomhegy (Church hill) at Villány village, situated in the eastern part of the Villány Mountains. Middle Jurassic clastic and calcareous sediments overlie there with a sedimentary gap the Middle Triassic carbonate rocks (Anisian dolomites; Rakusz and Strausz 1953, Kaszap 1963). Of the Middle

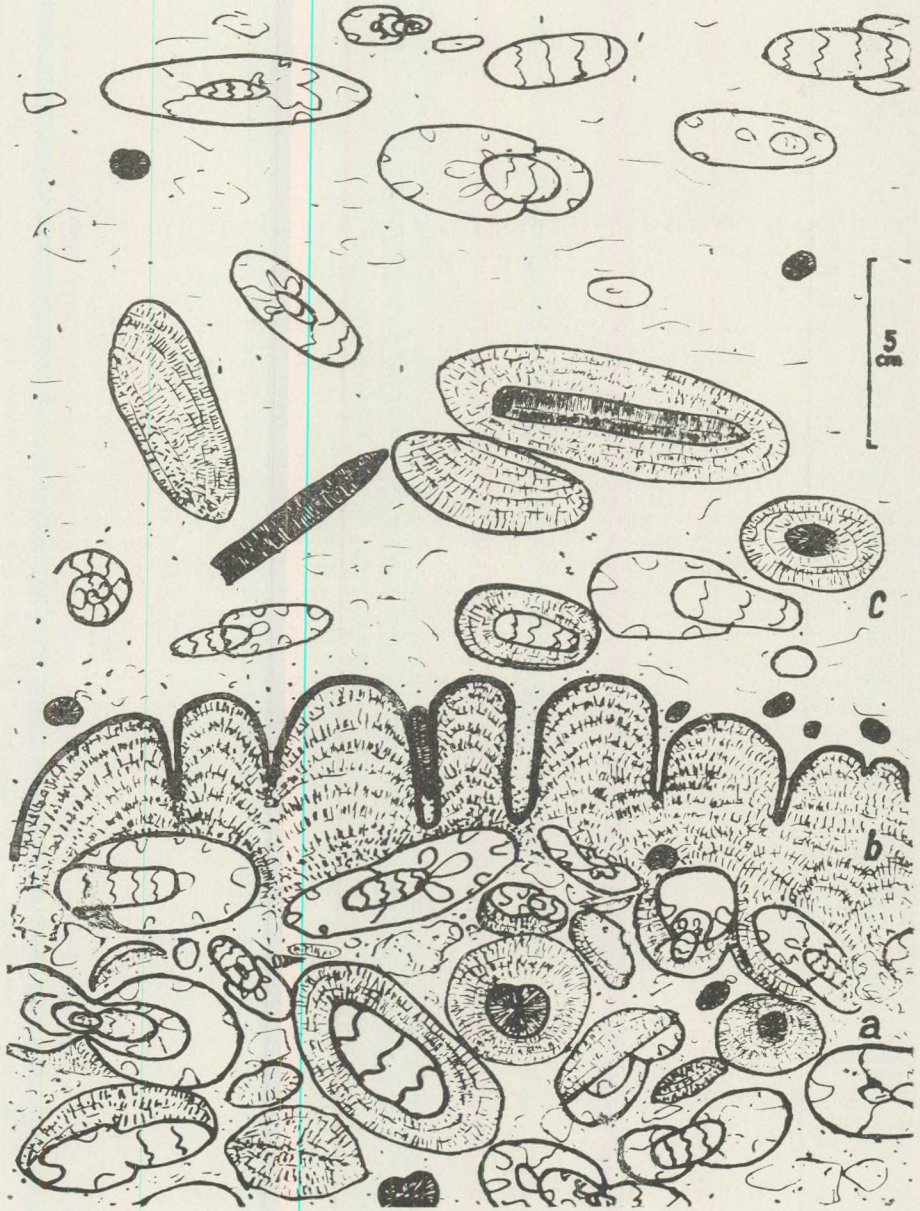


Fig. 1. Sketch drawing of ammonite and stromatolite bearing layer at Villány:
a - knobby horizon ("knobby layer"), *b* - main stromatolite horizon, *c* - upper horizon over
 stromatolites. Scale is given

Jurassic sediments the very famous ammonitiferous layer is of the greatest interest. According to L. Lóczy Jr. (1915) who monographed these ammonites, the age of their parent layer is Lower and Middle Callovian. W. J. Arkell (1956) showed that the ammonite fauna is Middle and Upper Callovian in age but that it also comprises representatives of the Bathonian. A similar conclusion on the basis of the new finds at Siklós in the central part of the Villány Mts. was drawn by A. Kaszap (1959, 1961). The latter author recognized a full stratigraphic sequence of ammonites from the *Clydonoceras hollandi* zone (Upper Bathonian) to the *Peltoceras athleta* zone (Upper Callovian) at Siklós and Villány. An opinion claiming a Callovian, more specifically Upper Callovian age of the ammonitiferous layer was given by J. Znosko (1961). Thus the point whether the age of the ammonites and their deposition in their present site is identical — as claimed by previous authors — or not is still debated. Present authors' remark on this subject will be presented later on.

Other Middle Jurassic sediments underlying the ammonitic layer are regarded as Bathonian (Arkell, 1956) or Bathonian-Lower Callovian (Znosko, 1961). More detailed data and the general outlines of Villány stratigraphy are given in the papers of G. Rakusz and L. Strausz (1953) and of E. Vadász (1961).

The stromatolites at Villány occur only in the ammonite-bearing layer, usually covering the ammonite-shell aggregations (Fig. 1). Ammonite shells over the stromatolites are considerably less frequent and less well-preserved.

Morphological types of the stromatolites

Crusts

The crusts, i.e. low and isolated stromatolites, are incrustations over ammonite shells or sediment knobs anchored to the bottom (Fig. 2a; Pl. 4, Fig. 1). They cover continuously only those parts of the objects on the bottom which rise above the sediment surface. Usually the crusts are distinctly low (Fig. 2a) but taller forms also appear (Fig. 5a). All the crusts are composed of dome-shaped continuous laminae repeating their outlines consequentially from the base to the top. Laminae usually strongly overlap at the sides of the incrustated objects.

Columnar stromatolites

Columnar stromatolites are tall forms attached to the bottom surface associated in larger groups covering some area of the bottom (Fig. 3; Pl. 1–3). The stromatolites in associations do not touch directly but are separated by narrow fissures called interstices. These are filled with sediment that has no stromatolitic structure. Of the associations one can distinguish two types.

The first type, called here a stromatolite clump, consists of stromatolites of unequal height (maximum to 6 cm), wider at their base and decreasing in diameter at the top (Fig. 3a; Pl. 2, Fig. 2). Thus the interstices grow gradually narrower toward the bottom in the manner of a funnel. The upper surface of the clumps is uneven, and the pattern of interstices is irregular (Pl. 2, Fig. 1).

The second type, called here a stromatolite clod, consists of stromatolites of equal height (up to 7 cm) and equal width along the individuals (Fig. 3*b*; Pl. 1, Fig. 1.; Pl. 3, Fig. 2.). Thus the interstices are of the same width from bottom to top; on the other hand, they are also similar in any place of the clod. All these stromatolites are flattened at their tops and they are densely packed.

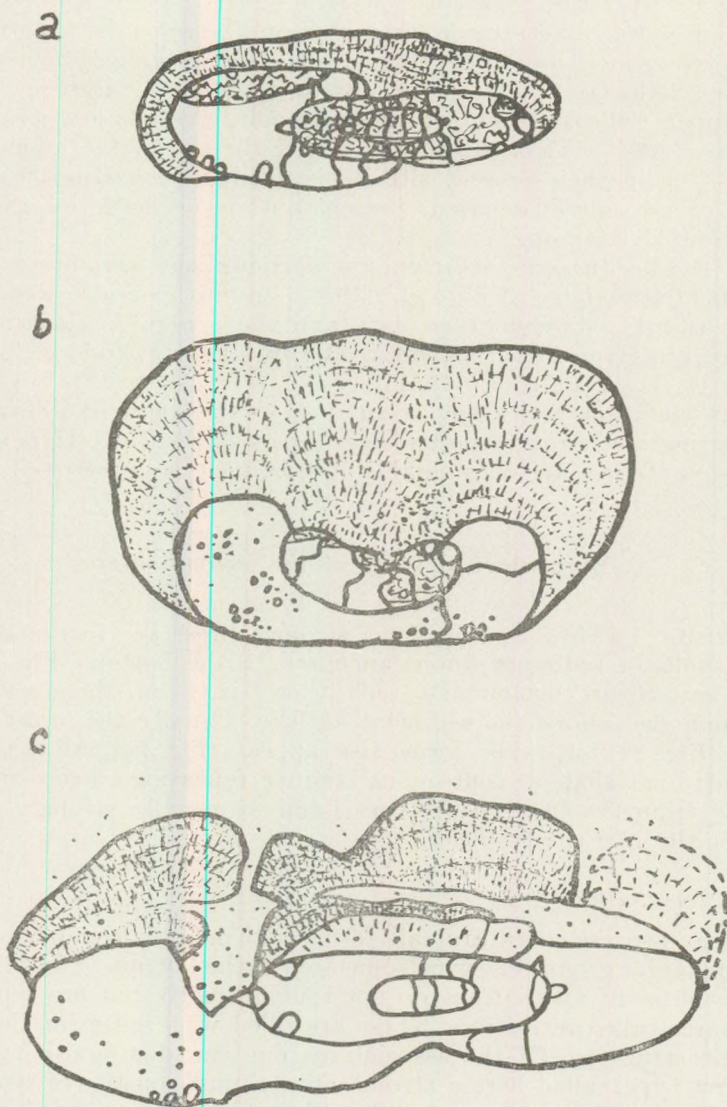


Fig. 2. Stromatolitic coatings of the ammonite shells:

a - initial stromatolite (crust), *b* - stromatolite bunch composed of three stromatolites overcrusting the shell, *c* - small, diverse shaped stromatolites with deep interstices. Nat. size

Thus in a vertical view the clods exhibit a flat surface with the stromatolites only slightly curved at their sides (Pl. 3, Fig. 1.). The interstices in this view are usually straight, sharply limited and arranged in a polygonal pattern.

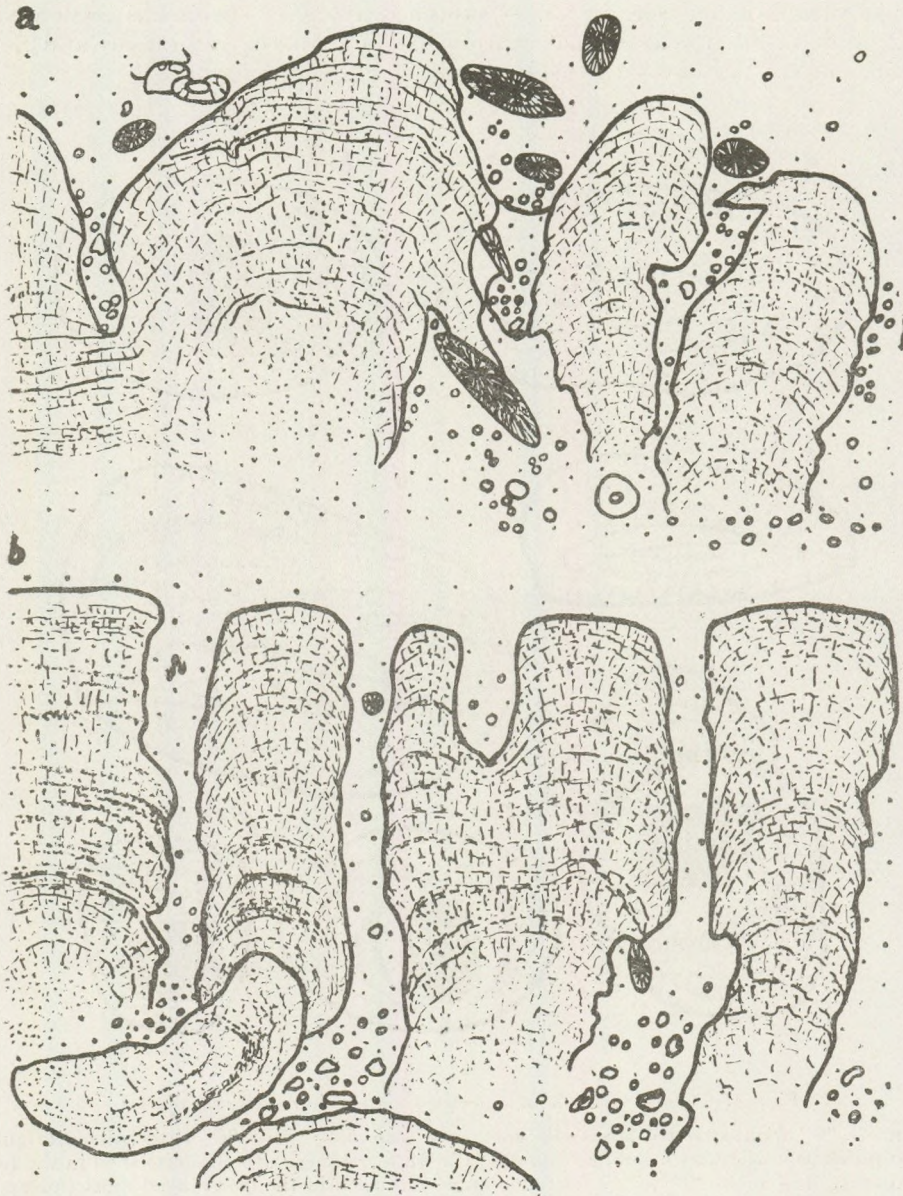


Fig. 3. Modes of associations of stromatolites:
a - stromatolite clump, *b* - stromatolite clod. Nat. size

In both types of the stromatolite associations the interstices are filled by pelitic, somewhat detritic calcareous sediment with chamosite ooids, now strongly limonitised. Coarser material, mainly clastic grains, belemnite guards, shell detritus etc. is accumulated either in the whole space of interstices or only at their bottom (see Fig. 3. — sketch drawing of specimens presented in Pl. 2 and 3). Such coarser material occurs only in the interstices and never within the stromatolites themselves.

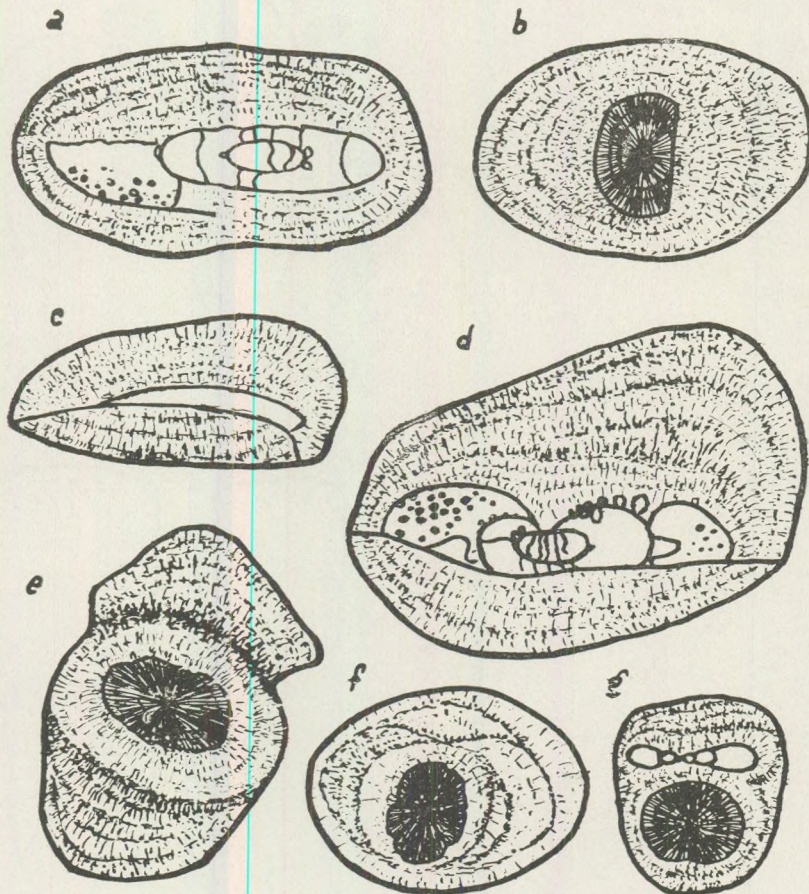


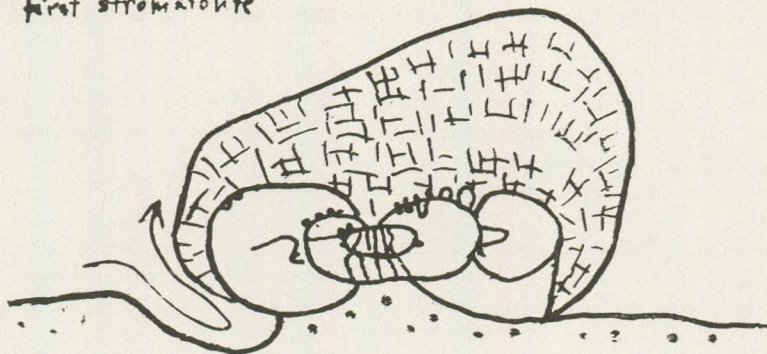
Fig. 4. Diverse modes of oncolites (spheroidal stromatolites):

a — mode "C" with corroded ammonite shell as a core, *b* — mode "C" with belemnite guard cut by previous erosion, as a core, *c* — mode "I" with a fragment of ammonite shell in the first-staged crust, *d* — mode "I" with a corroded ammonite shell in the first-staged crust (for explanation of origin see text — Fig. 5.), *e* — mode "C" with corroded belemnite guard as a core, and two younger crusts on its surface, *f* — mode "R" with similar core (the first and last envelopes are of mode "C"), *g* — composite form of mode "C" — a small ammonite shell embedded between envelopes. Nat. size

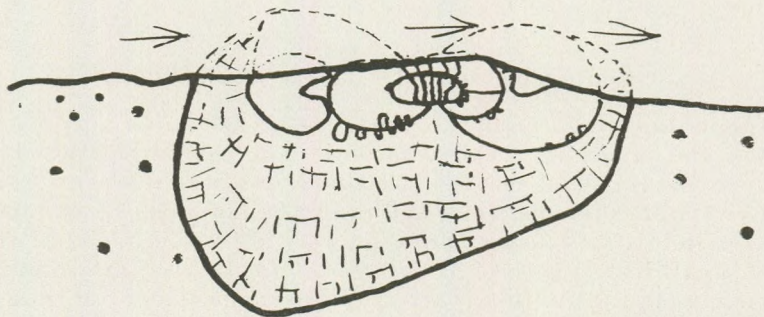
Spheroidal stromatolites (oncolites)

Spheroidal stromatolites, i.e. oncolites, may be divided into three groups (modes) according to their internal structure.

a first stromatolite



b overturning and erosion



c second stromatolite

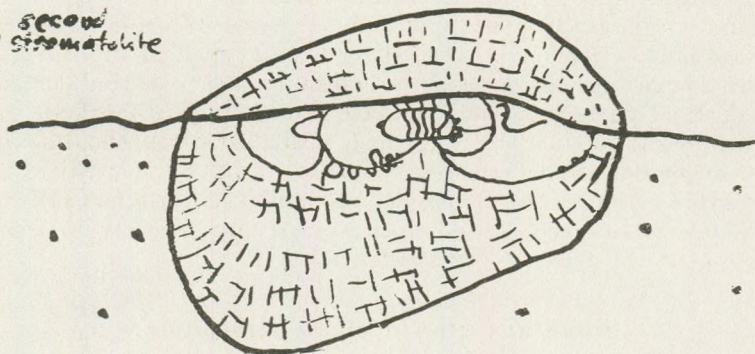


Fig. 5. Origin of a mode "I" oncolite; three successive (a, b, c) stages on the sea bottom are shown in simplification. Nat. size

In the first mode (mode "C" after Logan, Rezak and Ginsburg 1964) the laminae are concentrically wrapped around an ammonite shell or belemnite guard as a core (Fig. 4a, b, e, g; Pl. 4, Figs. 2–5.). The shape of such oncolites is highly varied depending on the shape of the core. Ammonite shells bearing oncolites are usually of a flat ovoid shape (Fig. 4a; Pl. 4, Fig 5) whereas those on belemnite guards are of spindle form (Pl. 4, Fig. 3.). Some oncolites of this mode may possess knobby crusts on their surface (Fig. 4e) In one case a small ammonite shell has been found in such a crust (Fig. 4g; Pl. 4, Figs. 3–4.).

In the second mode the oncolites form, apart from concentrically wrapped laminae, also randomly stacked ones around the core are present. The core is formed as a rule by a belemnite guard (Fig 4f; Pl. 4, Fig. 6.). This mode includes transitional forms between modes "C" and "R" after Logan, Rezak and Ginsburg (1964). Individual oncolites more or less resemble one of these forms.

In the third mode (mode "I" after Logan, Rezak and Ginsburg 1964) there are two different crusts stacked in an inverted position (Fig. 4c, d). Such oncolites usually have an ammonite-shell fragment inside, which plays the role of a core but which is really a fragment of substratum of the first-originated crust (see Fig. 5.). The shape depends strongly on the shape of the first crusts, which may be sometimes obliterated by the last envelope or envelopes of the "C" mode.

Microscopic structure of the stromatolites

The microscopic structure of the crusts, columnar stromatolites and oncolites is the same. All the stromatolitic laminae are composed of organic material — mainly thin-shelled pelecypod debris ("filaments"), zoospores (*Globochaete alpina* Lombard) as well as in a minor part of foraminifera tests, echinoderm debris and other unrecognized detritus — mixed with pelitic calcite of algal dust type (see Wood 1961). Silt-sized quartz and glauconite grains occur sporadically. In any stromatolite the frequency of these materials changes many times, increasing and decreasing in the successive laminae which usually are not too sharply limited against one another (Pl. 5–6). Longer fragments, especially thin-shelled pelecypod debris, if present, lie subparallel to the lamination both in columnar and spheroidal stromatolites.

The vertical pattern in the stromatolitic laminae is marked by very thin limonite impregnations (Pl. 6), formed probably after the blue-green alga colonies. Larger dendroid forms of Maslov's (1960) frutexites type, filled with secondary calcite, are developed only in some laminae (Pl. 5, Fig. 2.). More frequent, randomly oriented ones appear only directly on the ammonite shells resting at the base of the stromatolite (Pl. 6)

Origin and growth of the stromatolites

Stromatolites are biosedimentary structures originating by active influence of blue-green algae on the sediment. The blue-green algae bind and trap the sediment within their colonies or associations into a firm aggregation. The

superficial part of the sediment, chemical, organodetritic or clastic, stabilized by active blue-green algae, is called an algal mat. The growth of the different stromatolite types depends on different mat evolution.

In the Villány basin the continuous mats that covered uniformly greater bottom areas most probably did not exist or have not been preserved in the sediment. The mats cover only smaller areas in which they did not form continuous coats but were fragmented into small parts. The successive development of the mat in these places led to the origin of individual stromatolites that grew continuously. The areas between the stromatolites premanently lacked an active mat and as a result they formed the interstices separating the individual stromatolites. Morphological details of the stromatolites and interstices depended on many environmental factors (see Logan, Rezak and Ginsburg 1964). These details are similar in many stromatolites growing beside one another and clustering in larger groups. On such a basis, stromatolite clumps and clods may be distinguished (Fig. 3.). Both clumps and clods are the result of permanent conditions in a given area, mainly the conditions of water circulation.

In the case of stromatolite clumps, the differences of water circulation and its intensity are responsible for differences in the width of waterways. As a result the pattern of waterways, i.e. of interstices, changed during the growth of stromatolites. Thus in a section the interstices are of irregular shape and exhibit inconstant shape and width (Fig. 3a) The inconstant water circulation conditions made it possible for an active mat to enter a water-circulation area: thus the growing stromatolites widened mushroom fashion over nearby sediment, sometimes consisting of a coarser detritic material (e.g. belemnite guards in the median interstice in Fig. 3a). The changes of water circulation conditions and their distinctly weak intensity led to the gradual filling of waterways simultaneously with stromatolite growth. In this case the stromatolites did not extend too high above the bottom and their laminae were moderate dome shapes stacked one over another (Fig. 3a) Periodic increase of the water circulation intensity induced erosion of the sediment deposited previously in the original interstices. Such erosional limits, often limonitised, are seen e.g. in Fig. 3a. The second deposition of sediment in a future interstice usually begins with the settling of some coarser detritic material that rests with a sharp limit over previous fine-grained sediment.

In the case of stromatolite clods, the water circulation was more intense and the degree of intensity did not yield greater changes. Water-circulation ways possessed a permanent width and exhibited the same pattern. As a result, deep interstices originated that had a constant width and vertical course (Fig. 3b). The growing stromatolites extended high above the bottom and their successive laminae were strongly convex, extending beyond the former ones although not enlarging their convexity radius. The interstices were probably empty till the end of stromatolite growth, and only on their bottom was a small quantity of coarser detrital material accumulated (Fig. 3b). The residuum of the sediment was transported through these channels. The final filling of the interstices with sediment took place after the end of stromatolite growth. This sediment, as was shown above, is quite different from that building up the stromatolites.

In the remaining areas of the bottom the blue-green algae activity was limited to small objects, such as ammonite shells and sediment knobs, but never belemnite guards, extending over the bottom surface and anchored in it. The fragmental mats originated on such objects developed into crusts (Fig. 2*a*) and in more favourable conditions, into composite forms of a stromatolite bunch type (Fig. 2*b*). Detached objects, not anchored to the bottom — mainly ammonite shells and belemnite guards — were covered by an active mat on all their sides or only in part during momentary standstill. As a result the oncolites were formed — mode “C” in the first case and mode “C”, partly “R” in the second one. The developing of an algal mat on the overturned crusts led to the formation of mode “I” oncolites (Fig. 5.).

Terminological note

As it has been shown, the shape of the stromatolites (crusts, columnar and spheroidal forms) depended on abiological conditions of the environment. Only sedimentary processes are responsible for their formation. Thus the using of “generic” and “specific” names in a biologic style for stromatolites has no reason (see also C l a u d 1942). Also the shape of individual stromatolites is so variable that the use of several “specific” names for one form would be necessary, which is ridiculous. On the other hand, the microscopic structure of all stromatolites is the same and cannot be a basis for their classification. The new classification of stromatolites given by L o g a n, R e z a k and G i n s b u r g (1964) is very instructive but in the Villány material it is not acceptable except for oncolites for which it has indeed been used. In columnar stromatolites of Villány, the shapes of the laminae (hemispheroids according to L o g a n, R e z a k and G i n s b u r g) and shape of whole stromatolites differ distinctly from schematic forms distinguished by these authors. Thus some individual stromatolites or their parts only could be named in this manner. For these reasons the more exact classification of columnar stromatolites is omitted here.

Composition of the stromatolite-bearing layer

The stromatolites at Villány have been developed only in a single layer, the ammonitiferous one. In this layer (Fig. 1.) one can distinguish three not quite persistent horizons: 1. “knobby” part (“knobby layer” recognized by Z n o s k o 1961) at the bottom, very rich in ammonites, with crusts and oncolites of stromatolitic structure (*a* in Fig. 1); 2. the main stromatolite horizon with various columnar stromatolites usually clustering into clumps or clods (*b* in Fig. 1); 3. the upper part, also with ammonites, but only with oncolites of stromatolites (*c* in Fig. 1.). The thickness of the whole layer is ca. 30 cm. The boundary is very sharp at the top, but very indistinct at the bottom. In some places the knobby part passes gradually into the underlying limestone, very poor in ammonites.

The knobby part (layer) is composed of sediment knobs, and abundant ammonite shells, belemnite guards (other fauna — brachiopods, pelecypods, small gastropods, etc. — is very rare), oncolites and crusts. The oncolites are of

all modes, the crusts are fixed to the bottom objects or are free, detached and overturned. The crusts over the knobs are usually indistinct with a very weak lamination. Ammonite shells caught in oncolites as well as the free ones are very often corroded in part or over their entire surface (Fig. 2*b, c*; Fig. 4*a, d*; Fig. 5.; Pl. 1, Fig. 2.; Pl. 4, Fig. 5.; Pl. 5, Fig. 2.; Pl. 6), similar corrosion in belemnite guards is also visible (Fig. 4*b, e, f*; Pl. 5, Fig. 1.). Most of the ammonite shells are entirely filled with sediment, but some of them, lying directly beneath the main stromatolite clusters, have the upper parts of their body chambers or last whorls empty. Completely filled shells sometimes show a sediment little differing from that outside. There is no stratification within the knobby layer — the components settled fortuitously in a subparallel arrangement or none at all. These facts, and especially the occurrence of sediment knobs, show the syn-sedimentary reworking of the bottom material by hydro-mechanical agents. The force of these agents decreased at the top of the knobby layer, where a weak stratification is visible and partly empty ammonite shells are preserved.

In the second horizon both stromatolite clumps and clods are abundant. In some places the stromatolite clumps change into separate groups of stromatolites (stromatolite bunches) or single, usually very low stromatolitic incrustations. Sporadically, the stromatolites are completely absent. Generally speaking, the base of the stromatolite clusters is even, but in some places it matches the morphology of the substratum, ammonite shells (Fig. 2*c*, Pl. 1, Fig. 2.), overturned crusts (Fig. 3*b*), oncolites, knobs of sediment (Pl. 1, Dig. 1.) and so on.

The third horizon over the stromatolite groups is represented by a more pelitic sediment with ammonite shells, belemnite guards and various oncolites. In the lower part of this horizon there is no stratification; in its upper, and especially uppermost part the ammonite shells are arranged horizontally. On the other hand, in this latter part stromatolites are absent (Fig. 3*c*).

Facial conditions and sedimentary environment

The Villány stromatolites occur in the top part of Middle Jurassic sediments. All of these latter, sandstones, quavelly sandstones and sandy limestones represent a very shallow-water sedimentation probably connected with an intensive deposition of terrigenous material. During the gradual decrease of the supply of terrigenous debris the purer calcareous sedimentation increased — marly limestones or limestones with very abundant ammonite shells were formed. Reworking of these latter sediments gave rise to the knobby layer. Then, during the formation of this layer, the stromatolite sedimentation started.

The stromatolites began to originate amongst and above the limy knobs and shells lying on the bottom. In the first stages the strong agitation of the sea water by waves and currents led to the destruction of algal mats that could have developed only on objects anchored in the bottom or moving over the bottom surface. Thus only crusts and oncolites were formed, the first being very often redeposited many times. Probably no stromatolite crusts were preserved in their original attitude. All these crusts, oncolites and other bottom material, were agitated in the water, picked up from the bottom, worn

and mixed, and deposited without any orientation. This process may have been repeated a few times. During such conditions the ammonite shells as well as belemnite guards were partly corroded (see Hollmann 1962, Seilacher 1963), mainly at their tops when lying on and somewhat extending from the bottom. In this time the belemnite guards became a habitat for lithophagous polychaetes (Pl. 5, Fig. 1.) also. As it was previously said these are indicators of successive decrease of water agitation and reworking of bottom material at the top of the knobby layer beneath the main stromatolite horizon lying above.

Returning to the problem of the age of ammonites that is under discussion (Lóczy v. Lóczy 1915; Arkell 1956; Kaszap 1959, 1961; Znosko 1961) it may be postulated that controversial opinions about their Callovian or Bathonian-Callovian age had the source in overlooking the character of the sediment. This is a reworked sediment that includes probably Bathonian as well as Callovian ammonites from successive layers, which were next deposited in a new layer (the knobby layer) without respecting their previous sequence. It is a typical pseudoassociation *sensu* D. V. Áger (1963). Thus the reworking of polytemporary sediments led to the great accumulation of ammonites. Monotemporary conditions such as floating to the beach and similar processes postulated by previous authors (Lóczy v. Lóczy 1915, Kaszap 1961, Vadász 1961, Znosko 1961) seem to have had a smaller role or none. Also, Bathonian ammonites did not live till Callovian time here as J. Znosko (1961) estimated, but they had been dug out of the Bathonian sediment and redeposited into the Callovian one. It is only the present authors' own opinion of course, very difficult to be confirmed because of a very bad state of outcrop now and impossibility of collecting a material as rich as Lóczy's. In future it ought to be necessary to look for ammonites inch by inch throughout the layer. Stratigraphically the youngest ammonites, Upper Callovian if up-to-date specific and stratigraphic determinations are correct, should be contained only above the main stromatolite level, in the third horizon of the layer.

The main stromatolite horizon started to form during a gradual decreasing of water agitation. The stromatolite structures such as crusts or larger mats could grow quietly in columnar forms clustering into greater associations of a clump or sod type. The stromatolitic coat of the bottom has changed in its development from place to place similarly as recent stromatolites of Shark Bay in Western Australia (see Logan 1961, especially Fig. 2. on his Pl. 2). The stromatolite sods being comparatively the most lofty forms, flattened at their tops, represent probably the most upgrown stromatolites. The flattening of their tops was probably caused by the agent of extremal possibility of growing — by the highest position of the water level there. It is the high water mark of the tides which terminates the growth of stromatolites (Logan 1961; Logan, Rezak and Ginsburg 1964). This level indicated signed the extreme uplift of the bottom in the Middle and Upper Jurassic sedimentary basin of Villány.

All the types of the Villány stromatolites, comparable to analogous types of recent marine stromatolites of the Bahamas (Black 1933, Florida (Ginsburg 1955, Ginsburg and Lowenstam 1958) and Western

Australia (Logan 1961) show that the intertidal environment which is the only possible one for the formation of recent marine stromatolites (Black 1933; Rezak 1957; Logan 1961; Logan, Rezak and Ginsburg 1964) and which is suggested for many fossil ones (Young 1935, Rezak 1957, Ginsburg 1960, Logan 1961, Szulcowski 1963) is also fully acceptable for the Villány environment. It is also very probable that the same environment also existed there previously, i.e. in other words, the formation of the knobby layer was the result of intertidal agents — waves or storm waves and bottom currents on a marine shoal.

The reaching of the high water mark was one of the reasons which limited the growth of the stromatolites. The second that definitely stopped their formation in any state of development was a quite opposite one, namely the deepening of the basin and drowning of the stromatolites. The shoal sank and formation of the third horizon started. The stromatolites both attached to the bottom and to oncolites formed in the neighbouring areas. Crushed crusts and abundant oncolites were together with ammonite shells and belemnite guards deposited over the stable stromatolite clusters. At the top of the horizon and of the layer these shells are more frequent and lie horizontally, being quietly settled on the bottom. The sedimentation was in that moment presumably rather slow. The upper surface of the layer has an appearance of a sedimentary gap (Lower Oxfordian, Arkell 1956). Overlying pelitic limestones without ammonites show a new period of sedimentation (Upper Oxfordian after Arkell 1956, Oxfordian-Tithonian after Kaszap 1963).

Final remarks

The Villány stromatolites reveal many different structural types depending on the character of substratum and facial conditions. Usually in a fossil state one can trace only one prevailing type of stromatolites.

All the structures of the Villány stromatolites suggest their formation in a very shallow, marine shoal environment, more exactly an intertidal and low submerged one. In other conditions these structures could not be explained.

The connection of oncolites with columnar stromatolites at Villány and their identical microstructure show that the oncolites are really only one of the stromatolite types and form in the same conditions as it was postulated already by J Pia (1927) and nowadays confirmed by R. N. Ginsburg (1960) and others (Logan, Rezak and Ginsburg 1964). In most fossil records the oncolites occur singly without attached stromatolites (see e.g. Johnson 1964, Kutek and Radwański 1965) which makes more exact facial comparisons more complicated.

The sequence of the stromatolite-bearing series of Villány has some resemblance to analogous series in Poland, both to that in the Tatra Mts. and to that of the Cracow-Częstochowa Upland. In the Tatra Mts., in folded parts of their so-called High-Tatric unit, the Bathonian stromatolites occur in some places on the ammonitiferous sediment and they are composed and covered with a sediment very similar to that of Villány (see Szulcowski 1963). In the Cracow-Częstochowa Upland the Callovian stromatolites occur directly over the knobby, likewise ammonitiferous layer

(R ó z y c k i 1953). Thus it is evident that during the Middle Jurassic time (Bathonian — Callovian) very similar phenomena, facial conditions and sedimentary sequence occurred in several places of Central Europe.

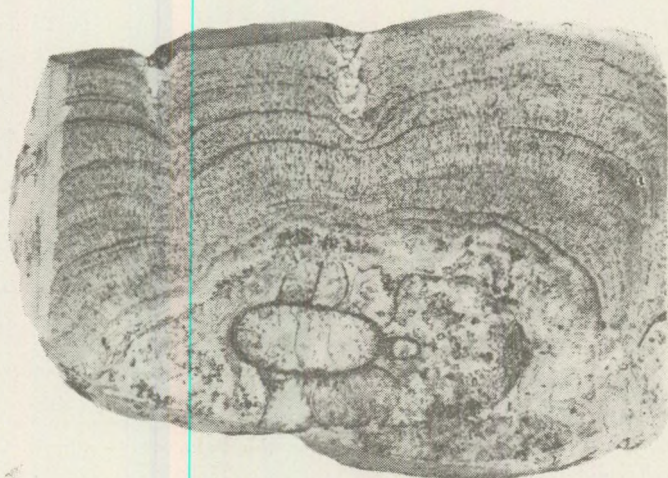
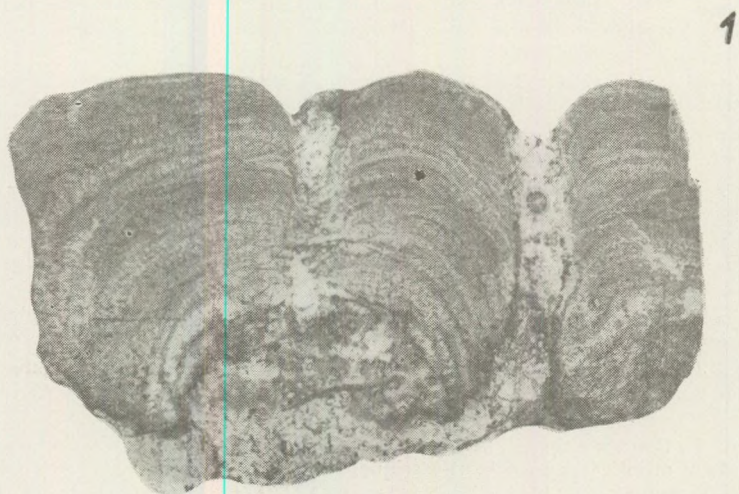
The situation of the knobby layer directly beneath the stromatolite clusters both in the Villány Mts. and in the Cracow-Częstochowa Upland suggests that such knobby layers may have been connected with the same facial conditions and sedimentary agents as the stromatolites. These Middle Jurassic knobby layers probably represent the reworking of sediments by waving and currents in shoal conditions (shallow sea or close offshore). Simultaneous reworking and stirring up of the buried ammonite shells of various age created a new assemblage, but an artificial one — a pseudoassociation *sensu* D. V. Ager (1963) that is very typical for both these Middle Jurassic knobby layers.

The last problem is a very great similarity of the stratigraphic and sedimentary sequence in the Villány Mts. and in the folded part of the High-Tatric series of the Tatra Mts. In both regions the transgressive Middle Jurassic sediments lie with a gap on the Middle Triassic, in both there are stromatolites and similar sediments in the Upper Jurassic (pelitic limestones of the Oxfordian, microoncolitic ones with *Saccocoma* ossicles as microoncolite cores in the Kimmeridgian-Tithonian, additionally in the latter stage with scarce Tintinnids — see Lefeld and Radwański 1960, Kotański 1961, Kaszap 1963, Szulczewski 1963 and others). Both these regions, in which the stromatolites in the Middle Jurassic and shallow water microoncolitic limestones in the Upper Jurassic occur, are the only possessing such sediments in the Tethyan geosyncline. In the Tatra Mts. the transgressive Middle Jurassic with stromatolites occurs mainly in folded units of the High-Tatric series. According to Z. Kotański (1961) who gave a paleogeographic reconstruction of the High-Tatric basin, these units represented the intra-geoantyclinal "ridge" areas of the High-Tatric intra geosyncline. It seems that the region of the Villány Mts. played a similar role in the Hungarian part of the Tethyan geosyncline.

REFERENCES

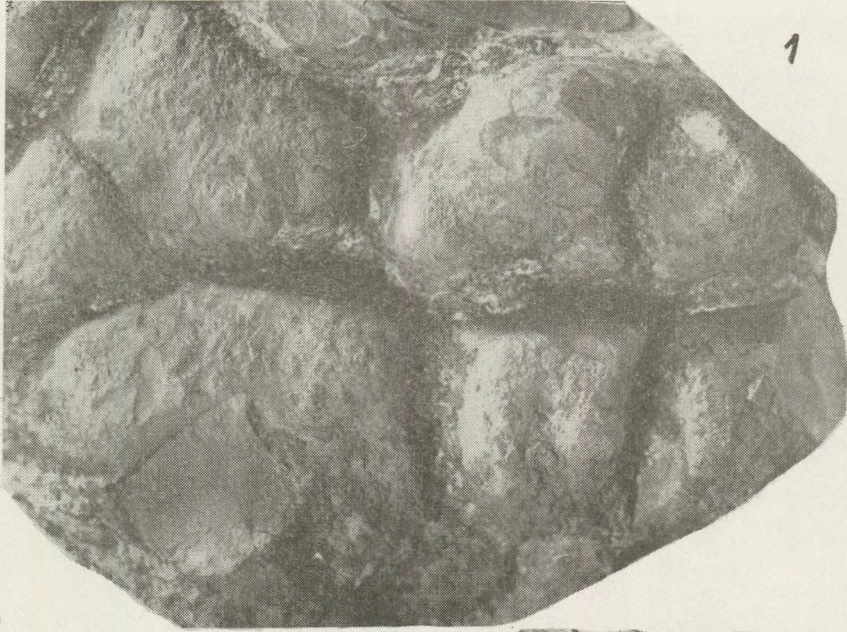
1. Ager, D. V. 1963.: Principles of paleoecology. New York — San Francisco — Toronto — London.
2. Arkell, W. J. 1956.: Jurassic Geology of the World. Edinburgh — London.
3. Black, M. 1933.: The algal sediments of Andros Island, Bahamas. — *Phil. Trans. Roy. Soc., Series B*, Nr. 222. London.
4. Cloud, P. E., Jr. 1942.: Notes on stromatolites. — *Amer. J. Sci.*, vol. 240. New Haven, Connecticut.
5. Ginsburg, R. N. 1955.: Recent stromatolitic sediments from South Florida (Abstract). — *J. Paleont.*, vol. 29/4. Menasha.
6. Ginsburg, R. N. 1960.: Ancient analogues of recent stromatolites. — *Rep. XXI Sess. Intern. Geol. Congr.*, part 22. Copenhagen.
7. Ginsburg, R. N. & Lowenstam, H. A. 1958.: The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. — *J. Geol.*, vol. 66/3. Chicago.

8. Hollmann, R. 1962.: Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 4. Stuttgart.
9. Johnson, J. H. 1964.: The Jurassic algae. – *Quart. Color. School of Mines*, vol. 59/2. Golden, Colorado.
10. Kaszap, A. 1959.: Doggerschichten im Villányer Gebirge (Südungarn). – *Föld. Köz-löny (Bull. Hung. Geol. Soc.)*, vol. 89/3. Budapest.
11. Kaszap, A. 1961.: Die Bath-Kallov-Schichten im Villányer-Gebirge. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. 49/2. Budapest.
12. Kaszap, A. 1963.: Investigations on the microfacies of the Malm beds of the Villány Mountains. – *Ann. Univers. Scient. Budapest de R. Eötvös Nom., Sect. Geol.*, vol. 6. Budapest.
13. Kottański, Z. 1961.: Tectogénese et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras. – *Acta Geol. Polonica*, vol. 11/2–3. Warszawa.
14. Kutek, J. & Radwański, A. 1965.: Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross Mountains (Central Poland). – *Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr.*, vol. 13/1. Varsovie.
15. Lefeld, J., Radwański, A. 1960.: Les crinoïdes planctoniques Saccocoma Agassiz dans le Malm et le Néocomien haut-tatrique des Tatras Polonaises. – *Acta Geol. Polonica*, vol. 10/4. Warszawa.
16. Lóczy v. Lóczy jun. L. 1915.: Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. – *Geol. Hungarica*, vol. 1/3–4. Budapest.
17. Logan, B. W. 1961.: *Cryptozoön* and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. – *J. Geol.*, vol. 69/5. Chicago.
18. Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. 1964.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *Ibidem*, vol. 72/1. Chicago.
19. Maslov, V. P. 1960.: Stromatolites (only Russian text). – *Trudy Geol. Instit.*, vol. 41. Moskva.
20. Pia, J. 1927.: Thallophyta. In: Hirmer, M. – *Handbuch der Paläobotanik*. München – Berlin.
21. Rakusz, G. & Strausz, L. 1953.: La Géologie de la Montagne de Villány. – *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. 41/2. Budapest.
22. Rezak, R. 1957.: Stromatolites of the Belt Series in Glacier National Park and vicinity, Montana. – *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 294 – D*. Washington.
23. Rózycki, S. Z. 1953.: Upper Dogger and Lower Malm of the Cracow – Częstochowa Upland (only Polish text). – *Trav. Inst. Geol. Polon.*, vol. 17. Warszawa.
24. Seilacher, A. 1963.: Umlagerung und Rolltransport von Cephalopoden-Gehäusen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 11. Stuttgart.
25. Szulcowski, M. 1963.: Stromatolites from the high-tatric Bathonian of the Tatra Mountains. – *Acta Geol. Polonica*, vol. 13/1. Warszawa.
26. Vadász, E. 1961.: Magyarország földtana. Budapest.
27. Wood, A. 1941.: “Algal dust” and the finer-grained varieties of Carboniferous limestone. – *Geol. Magazine*, vol. 78/3. Hertford.
28. Young, R. B. 1935.: A comparison of certain stromatolitic rocks in the Dolomite series of South Africa with marine algal sediments in the Bahamas. – *Trans. Geol. Soc. South Africa*, vol. 37. Johannesburg.
29. Znosko, J. 1961.: A short tectonic and stratigraphic outline of some elements of the Bükk, Bakony, Mecsek, Villány, Sopron and Kőszeg Mountains (only Polish text). – *Geologia za Granicą (Abroad Geology – Bull. edited by Polish Geol. Instit.)*, Nr. 2. (6). Warszawa.

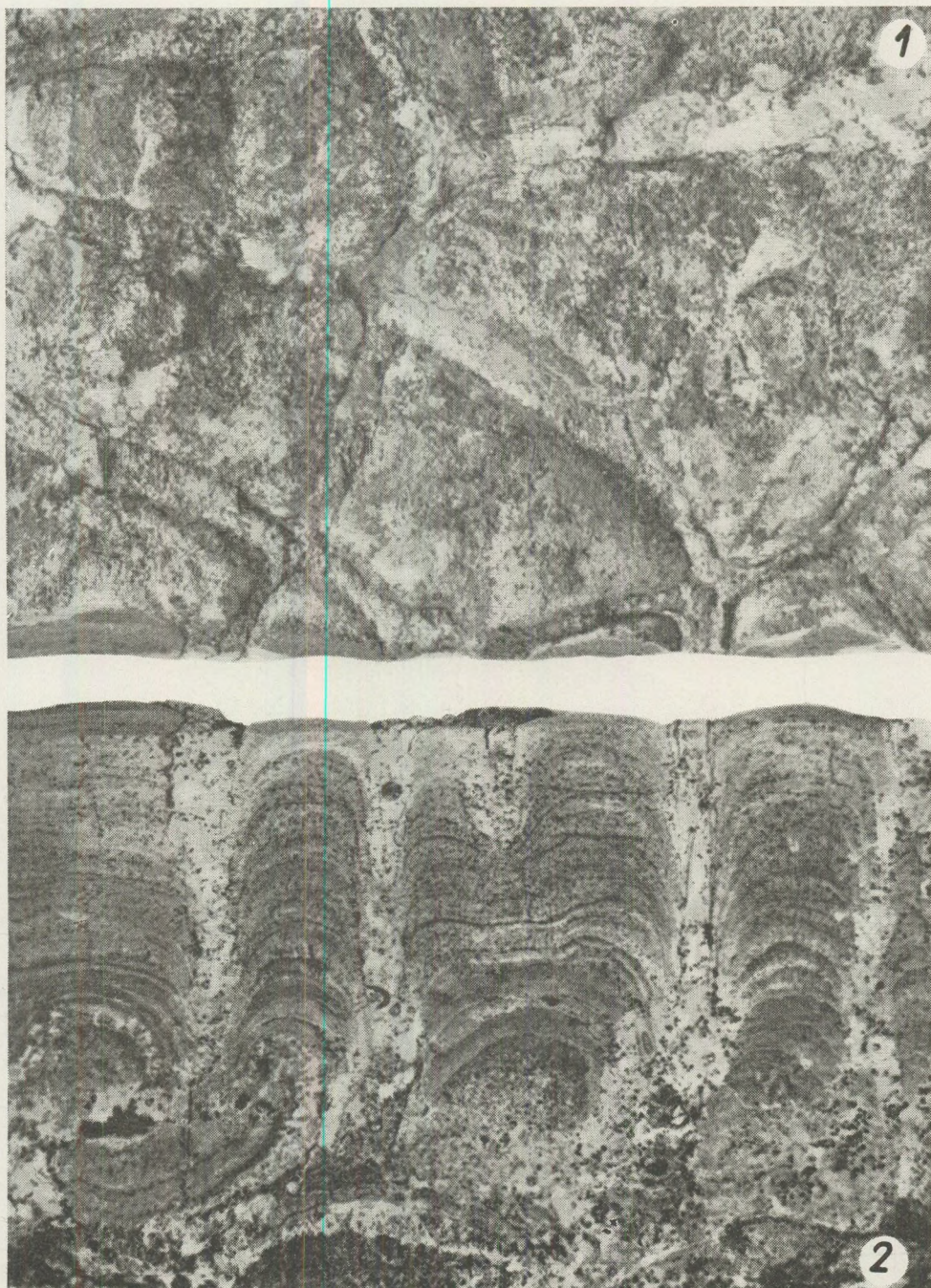


Pl 1. Fig. 1. Three stromatolites separated by deep interstices, and growing (the first two at left) over a sediment knob. Nat. size

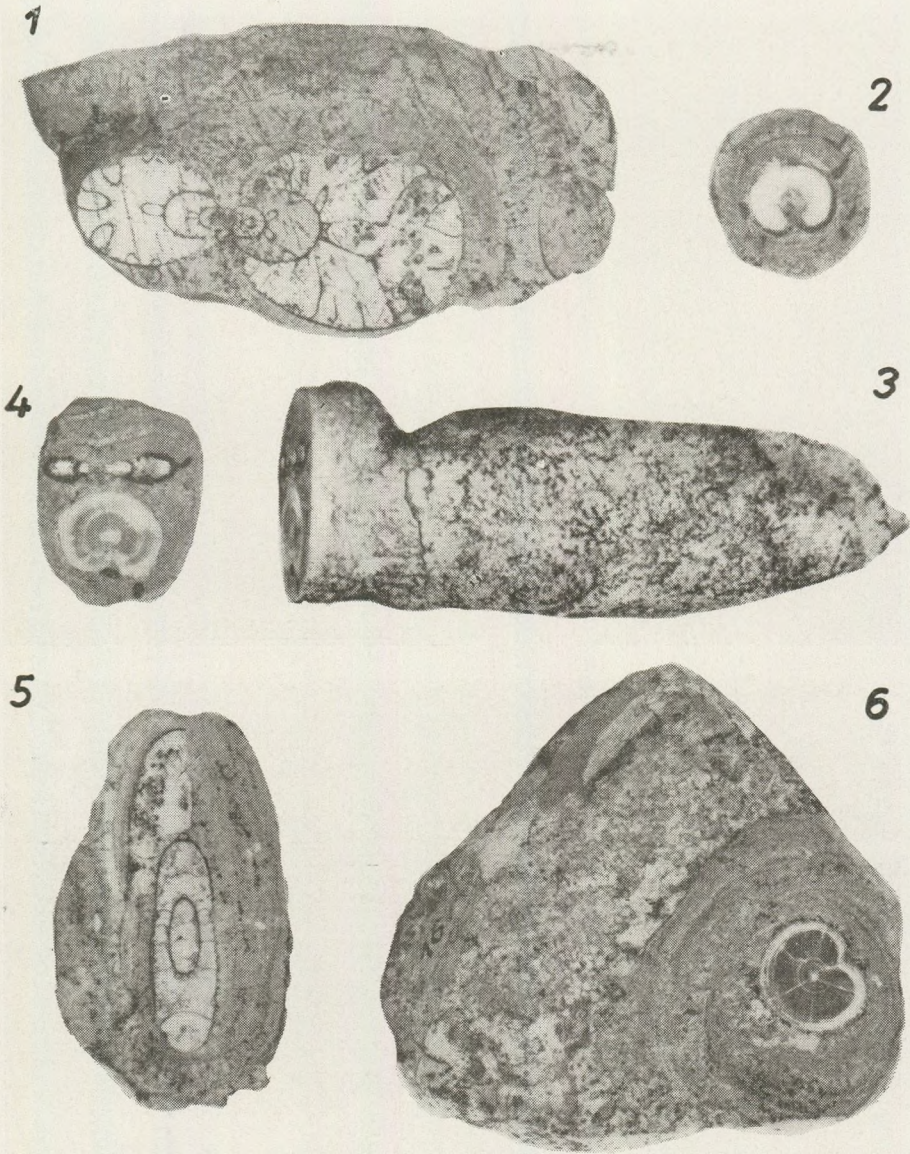
Fig. 2. Three stromatolites separated by indistinct and weakly developed interstices. All stromatolites growing over an ammonite shell, partly corroded (at left). Nat. size



Pl 2. Fig. 1. Vertical view of the stromatolite clump. Nat. size
Fig. 2. Side view of the clump; polished cut. Nat. size



Pl 3. Fig. 1. Vertical view of the stromatolite clod. Nat. size
Fig. 2. Side view of the clod; polished cut. Nat. size



Pl 4. Fig. 1. Stromatolite crust over an ammonite shell covered with a few onkolitic coatings. Nat. size

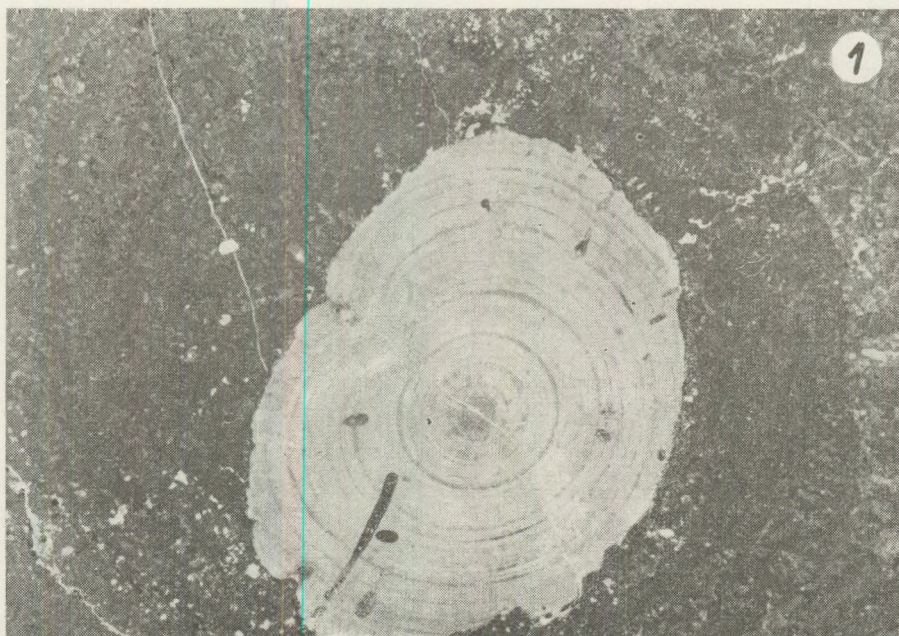
Fig. 2. Onkolite of "C" mode, with a belemnite guard as a core. Nat. size

Fig. 3. Side view of a spindle shaped oncolite, mode "C", with belemnite guard as a core. The guard juts out with its distal end when the oncolitic envelopes have been stripped off. At left a knobby crust over an ammonite shell fixed to the oncolite and covered by a next envelope. Nat. size

Fig. 4. Transverse section of the same oncolite through the ammonite-shell bearing crust. Nat. size

Fig. 5. Oncolite, mode "C", with an ammonite shell partly corroded as a core. Nat. size

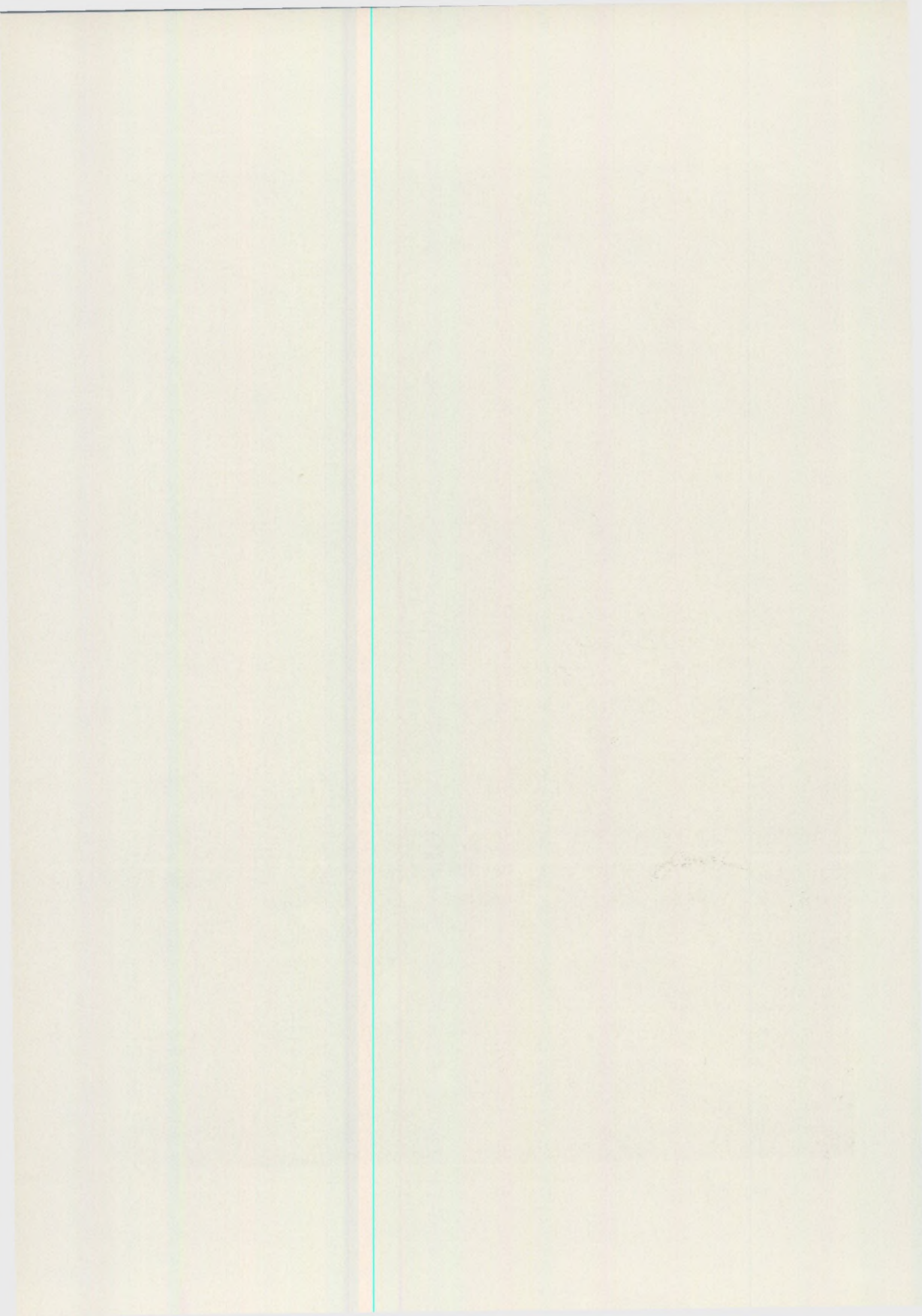
Fig. 6. Belemnite-guard bearing oncolite of "C", partly "R" mode. Associated sediment, difference in structure is visible. Nat. size



Pl 5. Fig. 1. Belemnite guard bored by polychaetes and partly corroded, as an oncolite core. x5
Fig. 2. Stromatolitic lamination over an ammonite shell partly corroded (at right). Dendritic frutaxites forms visible within repeating laminae. x5



Pl 6. Similar lamination, but frutexites forms only developed directly over the ammonite shell. x5



ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУРЫ И ВОДОСВЯЗНОСТИ ФИЛЛИПСИТОВ И ГОННАРДИТОВ

Д-Р П. ДОНАТ, ЭВА и Д-Р ШИМО, БЕЛА
Петрографо-геохимическая кафедра Университета им. Этвеша
Поступила — 2. IX. 1965 г.

РЕЗЮМЕ

В филлипсите [Гулач, Капо ди Бове (Италия)] основная часть воды имеет несильную связность подобно „кристаллизационной воде“, до температур 300°C и удаляется в трех ступенях. Менее значительная часть воды (не подобная кристаллизационной воде) присутствует при температурах до 500°C и ее исчезновение сопровождается деформацией решетки, исключающей возвращение воды. При нагревах до 1000°C филлипсит превращается в анортит-барбьерит.

Филлипситы из Венгрии отличаются более значительным содержанием в них К и воды, и изменчивым содержанием рассеянных элементов.

„Цеолитовая вода“ гоннардита присутствует также в двух разновидностях: часть воды уходит при температурах до 300°C в двух ступенях, а другая ее часть удаляется при более высоких температурах и представляет собой „адсорптивную воду“ с сильной связностью. Начиная от температуры 250°C структура гоннардита становится рентгеноаморфной; при температуре 350°C линии являются сильно диффузными и при 1000°C гоннардит превращается в нефелин.

В нижеследующем излагаются результаты многостороннего изучения цеолитовых минералов, полученные для филлипситов и гоннардитов.

Анализу подвергались:

- Филлипсит — Гулач (Венгрия);
- Филлипсит — Капо ди Бове (Италия);
- Гоннардит — Овернь (Франция).

В основе исследований лежали кривые ДТА (1, 6, 7, 14, 15). Эндо- или экзотермическими пиками этих кривых отмечаются точные величины температуры процессов, связанных с водопотерей и превращение исследуемых образцов. Цеолиты нагревались до температуры конца характерных пиков. На материалах, полученных таким образом, были проведены следующие анализы:

- а) для установления изменения текстуры сняты рентгенограммы;
- б) для определения потери воды, с помощью специального (так назыв.

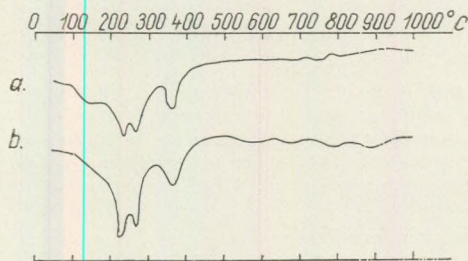
деволятилизационного) метода по Э. Садецки—К. Б. Шимо и Б. Клибурски измерялись потери веса в циркулирующем воздухе (22); *в*) для выяснения вида связности воды сняты инфракрасные спектрограммы.

Потери веса определялись и после нагрева образцов до 560 и 1000°C.

Химический состав определялся химическим анализом, дополненным спектроскопическими исследованиями.

Наконец, для выяснения регенеративной способности применялся метод Садецки—Шимо.

На *термограммах* филлипсита (фиг. 1) до 200°C отмечается пологий загиб, до 300°C — двойной пик (разделяющийся около 250°C), а наконец — резкий эндотермический пик с максимумом около 360°C, заканчивающийся около 400°C. В соответствии с этим обезвоживание происходит в 3 ступенях, на температурах 150, 250 и 300°C. Четвертый эндотермический пик соответствует, по всей вероятности, перераспределению решетки, поскольку начиная с температуры 300°C не имеет место ни потеря веса, ни дегидратация.



Фиг. 1. Кривые ДТА филлипсита *a*) Капо ди Бове, *b*) Гулач

Для установления структуры анализированных образцов были сняты *рентгенограммы* образцов обоих месторождений, как в их естественном состоянии, так и в состоянии при подогреве до 150, 250, 350, 500 и 1000°C. Величины d/hkl филлипсита остаются неизменными до 500°C, но они не совпадают со всеми данными, известными из литературы (5). Получено хорошее совпадение линий по сравнению с филлипситами Ужабанья, анализированными (оптически, кристаллометрически и т.п.) Л. Богнармом (3). Интерпретация результатов осложнялась за счет диффузии линий и снижения величины d/hkl , но отдельные величины d/hkl филлипсита появились и при подогреве вещества до 500°C. Следовательно пики диаграмм ДТА на температурах 350—400°C соответствуют перераспределению структуры, а на температуре 1000°C — как показывают величины d/hkl , полному структурному перераспределению: образуется анортит-барбьерит. При этом не удалось выявить ни минералы калия, что можно было бы ожидать по сравнительно высокому содержанию К в филлипситах, ни кварца. Эти вещества присутствуют, по всей вероятности, в виде рентгеноаморфного вещества (таблица 1).

Таблица 1.
d/hkl данные филлипсита

Основные данные				Нагретый до 150 °С				Нагретый до 250 °С				Нагретый до 325 °С				Нагретый до 500 °С				Нагретый до 1000 °С	
Гулач		Қано ди Бове		Гулач		Қано ди Бове		Гулач		Қано ди Бове		Гулач		Қано ди Бове		Гулач		Қано ди Бове		Гулач	
I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl
с (p)	7,366	—	—	с (p)	7,269	—	—	с ос	7,222	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	с	7,129	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
с (p)	6,886	—	—	—	—	сс (p)	6,801	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	сс (p)	6,551	—	—	сс	6,455	—	—	сс	6,599	сс	6,455	—	—	—	—	—	—
сл	6,255	—	—	—	—	сс (p)	6,363	—	—	сс	6,390	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
сл (p)	5,567	—	—	сл (p)	5,532	—	—	сс	5,431	сс с	5,366	—	—	—	—	—	—	—	—	сл сс (p)	5,398
ос (p)	5,179	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сс (p)	5,131	сс (p)	5,149	сл сс (p)	5,161
—	—	—	—	—	—	сл (p)	5,061	—	—	—	—	—	—	сл сс	5,033	—	—	—	—	—	—
ос (p)	4,895	с (p)	4,911	с	4,977	—	—	с	4,977	с	4,949	осл	4,895	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	сс	4,523	сл сс	4,545	—	—	сл сс (p)	4,650	—	—
—	—	—	—	—	—	с	4,327	сл	4,348	сс	4,318	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ос (p)	4,128	—	—	с	4,139	—	—	—	—	с	4,109	осл	4,147	—	—	с (p)	4,128	сс сл (p)	4,090	с (p)	4,193
сл (p)	4,017	сс (p)	3,999	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	с	4,017	—
—	—	—	—	—	—	сс с	3,912	с	3,946	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	с (p)	3,839	с (p)	3,855	—	—	—	—	—	—
—	—	сс (p)	3,688	—	—	сс сл	3,673	—	—	осл	3,623	—	—	—	—	с (p)	3,734	сс сл (p)	3,703	с	3,688
сл (p)	3,571	—	—	сл	3,557	—	—	—	—	—	—	сс (p)	3,566	сл	3,585	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	осл	3,475	осл	3,435	сл осл	3,449	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ос (p)	3,189	сл	3,194	с ос	3,216	сс сл	3,212	ос (p)	3,212	ос	3,194	с (p)	3,270	с (p)	3,258	ос (p)	3,216	ос (p)	3,205	ос	3,200
—	—	ос (p)	3,075	—	—	—	—	—	—	—	—	осл	3,128	осл	3,117	—	—	—	—	—	—
с	2,921	осл	2,908	сс (p)	2,942	ос (p)	2,936	сс	2,927	сс с	2,927	с (p)	2,908	ос (p)	2,923	сс с (p)	2,927	сс (p)	2,927	с сс	2,969
—	—	сс	2,779	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	с	2,875
ос (p)	2,706	ос (p)	2,656	сс с (p)	2,723	сс	2,719	с (p)	2,719	с (p)	2,719	—	—	осл	2,656	осл	2,711	—	—	сл	2,670
сс сл	2,522	сл	2,532	сл (p)	2,542	с	2,539	сл сс	2,556	сл сс	2,548	осл сл	2,553	сл	2,542	с (p)	2,532	сс (p)	2,539	с	2,511
с (p)	2,374	—	—	осл	2,395	—	—	сл (p)	2,380	осл сл (p)	2,371	—	—	—	—	осл (p)	2,312	—	—	осл	2,301
осл	2,231	с (p)	2,262	—	—	—	—	осл	2,265	осл сл	2,256	осл (p)	2,267	—	—	—	—	сл (p)	2,298	—	—
сл (p)	2,155	сл (p)	2,131	осл	2,173	сл осл	2,134	осл	2,168	осл сл	2,115	осл (p)	2,185	—	—	сс (p)	2,165	сл (p)	2,153	сс	2,134
сл	2,052	с (p)	2,042	осл	2,073	сл осл	2,096	осл	2,064	сл	2,058	—	—	—	—	сл	2,042	—	—	сл (p)	2,068
сс сл (p)	1,962	сс	1,966	осл	1,974	—	—	сл (p)	1,981	сл	1,950	—	—	—	—	сс сл	1,954	—	—	сл	1,940
—	—	сл сс	1,893	—	—	сл	1,832	сл сс	1,840	—	—	—	—	—	—	сс сл (p)	1,869	—	—	сл сс	1,856
сс с (p)	1,785	сл	1,785	сс сл	1,798	сл	1,762	сл сс	1,788	осл сл	1,788	—	—	—	—	сс (p)	1,786	—	—	сл сс	1,772
сл сс	1,713	сс	1,740	сл сс	1,734	сл	1,719	сл	1,732	осл сл	1,723	—	—	—	—	осл	1,734	—	—	сл	1,728
сл сс	1,640	сс (p)	1,662	сл	1,659	осл	1,634	сл	1,646	осл сл	1,645	—	—	—	—	—	—	—	—	осл сл	1,641
сл сс	1,595	сс	1,595	осл	1,605	—	—	сл	1,616	осл сл	1,608	—	—	—	—	сл (p)	1,625	—	—	—	—
сл	1,558	осл	1,549	осл	1,550	осл	1,565	осл (p)	1,549	осл (p)	1,556	—	—	—	—	—	—	—	—	осл	1,564
сл	1,486	осл	1,510	осл	1,499	осл	1,489	осл	1,496	осл	1,492	—	—	—	—	сс с (p)	1,492	—	—	сс	1,488
сс с	1,372	сл	1,376	сл	1,382	—	—	сл	1,379	осл	1,382	—	—	—	—	осл (p)	1,373	—	—	сл сс	1,371
сл сс	1,329	сл сс	1,329	—	—	осл	1,334	осл	1,337	осл	1,331	—	—	—	—	—	—	—	—	сл	1,345
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	осл	1,312
сл	1,280	—	—	—	—	осл	1,289	осл	1,289	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
сл	1,264	сл	1,260	—	—	—	—	осл	1,267	осл	1,269	—	—	—	—	—	—	—	—	сл	1,269
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	осл	1,152

ос = очень сильная линия с = сильная линия сс = средняя линия сл = слабая линия осл = очень слабая линия р = размытая линия

Что касается содержания рассеянных элементов в них, они дают хорошее согласие между собой. Обогащение барием было выявлено и химическим анализом. Материнской породой обоих образцов филлипсита является базальт, чем и объясняется присутствие элементов железа, марганца, хрома. Sr обнаружен в обоих местонахождениях в одинаковом распределении, Си и К — в заниженном количестве, а Рb и В — только в филлипситах из местонахождения Капо ди Бове.

Данные химического анализа показывают, что филлипсит является „коллектором“ щелечных или земельных металлов, так как при Na, K, Ca, Mg, Ba, он содержит в качестве рассеянного элемента, также и Sr. В филлипситах Гулача анализами выявлено сильное возрастание содержания К. Б. Маурицом (8, 10) было обнаружено значительное содержание калийного полевого шпата в гулачских базальтах и определено также содержание К₂O в породах. Содержание К в филлипситах объясняли Э. Садецки — К. и Я. Эрдеи (21) калием высвобожденным из санидина на воздействие водяных паров; в то же время теория об образовании его из глинистых минералов обосновывает характер филлипсита как „коллектора элементов“. Содержание Ti и Fe в филлипситах местонахождений Капо ди Бове и Гулач соответственно, происходит по всей вероятности из материнских пород. Идеальная формула филлипсита имеет вид: $KCa/Al_3Si_5O_{16} \cdot 6H_2O$.

Результаты химического анализа филлипсита

	Гулач	Капо ди Бове
SiO ₂	43,36%	41,70%
TiO ₂	—	1,10
Al ₂ O ₃	22,34	19,91
Суммарное к-во железа	1,76	4,22
MnO	0,06	0,12
MgO	1,45	1,00
CaO	7,54	12,68
Na ₂ O	0,40	1,10
K ₂ O	6,05	2,80
Суммарное к-во воды	16,30	15,40
P ₂ O ₅	0,05	0,31
	99,31	100,34
BaO	0,16	0,59
	99,47%	100,93

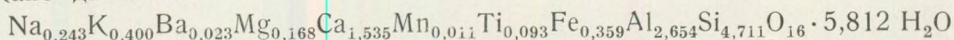
Формула двух исследованных филлипситов, подсчитанная из данных анализа для O₁₆ и для обезвоженного вещества, имеет вид:

Капо ди Бове: $Na_{0,240}K_{0,395}Ba_{0,023}Mg_{0,166}Ca_{1,517}Mn_{0,011}Ti_{0,091}Fe_{0,355}Al_{2,623}Si_{4,656}O_{16}$.

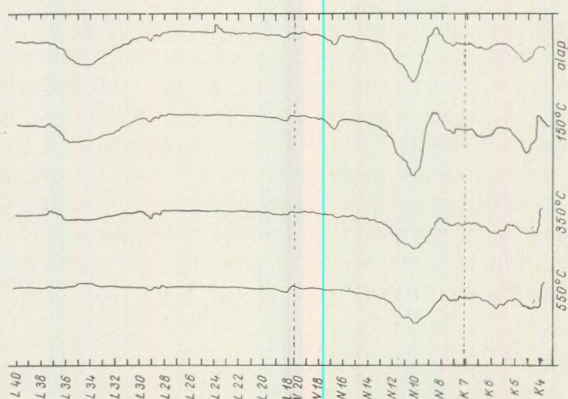
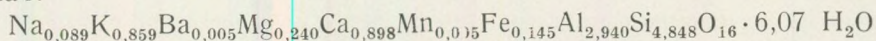
Гулач: $Na_{0,030}K_{0,83}Ba_{0,005}Mg_{0,241}Ca_{0,902}Mg_{0,05}Fe_{0,146}Al_{2,954}Si_{4,859}O_{16}$

Учитывая и водосодержание образцов, определенное по химическому анализу и по дегидратации, формула двух филлипситов может быть записана следующим образом:

Капо ди Бове:



Гулач:



Фиг. 2. Снимки инфракрасной спектроскопии для филлипсита: в исходном состоянии (1), в состоянии при нагреве до 150, 350 и 550°C

образцов (150, 350, 550°C). Структура вещества подогретого до 150°C согласуется со структурой оригинального вещества. Силикатная структура вещества, подогретого до 350°C, подобна силикатной структуре вещества подогретого до 560°C, отличается от основной спектрограммы по расширению полосы, и в то время, как пики, обозначающие воду, при первой температуре почти не изменились, при второй они совсем исчезли (фиг. 2).

Процесс дегидратации иллюстрируется нижеследующей таблицей и фигурой 3 а.

Определение содержания воды в филлипсита (дегидратацией)

Температура, °C	Потери веса при подогреве до постоянства веса в%	
	Гулач	Капо ди Бове
150	8,98	8,48
250	14,42	13,40
325	15,28	14,56
400	15,80	14,60
500	16,24	15,40

Инфракрасные спектры филлипсита свидетельствуют с одной стороны о том, что материал обоих местонахождений представлен чистым филлипситом (17, 18, 13, 16, 23), а с другой стороны полосы около 1000 см⁻¹ ведут себя аналогично хабазиту, десмину, гейландиту и т. п. коллия валентности около 3000—3700 см⁻¹ (означающие воду) соответствуют также вышеприведенным величинам. Были сняты инфракрасные спектры также для подогретых

Потери веса при подогреве в течение 2 часов, в %

Температура, °C	Гулач	Капо ди Бове
560	16,30	15,33

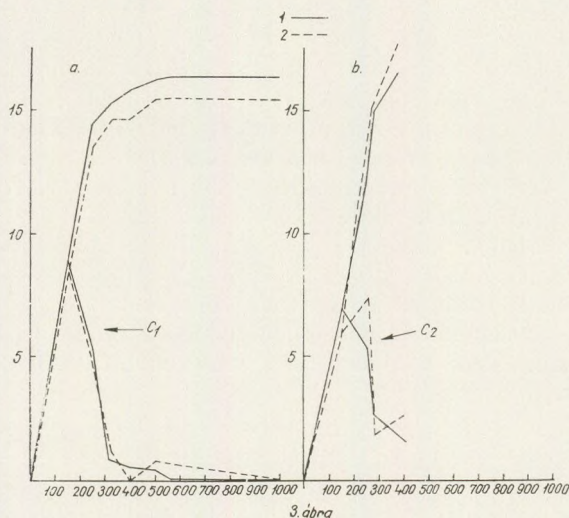
Общее содержание воды в %, определенное методом Пенфильда

1100	16,30	15,40
------	-------	-------

Водоотдача (деволятизационным методом) в %, при подогреве в течение 2 часов

150	6,82	5,98
150-250	5,30	7,30
250-280	2,62	1,80
280-380	1,74	2,50
Всего	16,48	17,58

Деволятизация филлипситов является одинаковой для обоих местонахождений но в филлипситах Капо ди Бове общее количество воды меньше. В условиях циркулирующего воздуха вода уходит быстрее, а при температуре 380°C исчезает уже все количество воды (фиг. 3 б).



Фиг. 3. Кривые дегидратации, деволятизации и потери веса филлипсита:
 а) кривая дегидратации, б) кривая деволятизации,
 c₁c₂) кривые потери веса
 1) Гулач, 2) Капо ди Бове

Преобладающая часть (90%) воды исчезает до 150°C, что точно прослеживается. Эндотермический максимум кривой ДТА (вторая часть двойного пика до 325°C) соответствует потери 5% воды, а четвертый резкий пик с максимумом около 370°C сопровождается водопотерей в размере 2–3%. Поскольку в инфракрасном спектре образца, подогретого до 350°C отмечается вода, это означает, что после исчезновения преобладающей части воды все еще имеет место наличие воды более сильной связности.

Таблица данных о потере веса (фиг. 3, с₁, с₂)

Температура	Гулач		Капо ди Бове	
	дегидр.	девол.	дегидр.	девол.
до 150	8,98	6,82	8,48	5,98
150 – 250	5,44	5,30	4,92	7,30
250 – 280	–	2,62	–	1,80
250 – 325	0,86	–	1,16	–
280 – 380	–	1,74	–	2,50
325 – 400	0,52	–	0,04	–
400 – 500	0,44	–	0,80	–
500 – 560	0,06	–	–	–
560 – 1100	–	–	–	–
Всего	16,30	16,48	15,40	17,58

Кривые регенерации филлипсита имеют более значительное сходство с кривыми натролита, чем с кривыми хабазита, считающегося за последнее время (5) сродным по структуре с филлипситом. При нагревах потери веса оказываются ступенчатыми (7, 9%, 10, 12%, 13–14%, 16, 16,5%) при температурах 150°, 250° и наконец 300°C.

При водоупругости свыше 100% филлипситы полностью рекуперировать воду, потерянную до температуры 110–250°C (фиг. 4), а филлипситы Гулачского месторождения воспринимают систематически даже больше оригинального количества воды (сходство с натролитом). Филлипситы из Капо ди Бове теряют свою регенеративную способность гораздо быстрее, чем венгерские филлипситы. Начиная с температуры 300°C у обоих типов образцов полностью прекращается регенеративная способность и с этих пор речь может идти только о поверхностно-адсорпционной связности воды и о сопровождающем это явление минимальном увеличении веса. В решетке филлипсита после исчезновения воды, связанной по всей вероятности подобно кристаллизационной воде, уже нет возможности для дополнительного накопления воды.

Возникает вопрос, что если (по сведениям дегидратации или девольтизации) преобладающая часть воды филлипсита уходит до температуры 300°C, то какое преобразование означает максимум пика кривой ДТА около 370°C. Максимумы пиков кривых ДТА, затухающих около 200, 250 и 320°C соответственно, по результатам инфракрасной спектроскопии и других методов, отмечают „кристаллизационную воду“ с неодинаково крепкой связностью.

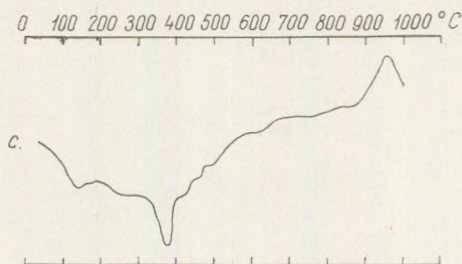
Вода, уходящая при еще более высоких температурах, связана более сильной энергией; это может соответствовать воде, присутствующей в виде

ОН⁻, и ее уходу. При регенерации эти воды уже не могут возвращаться в решетку. Сильно рассеянные линии рентгенограмм близки по величине к величинам d/hkl плагиоклаза; их присутствие уверенно пока не подтверждено. Результаты инфракрасной спектроскопии, помимо исчезновения полос поглощения воды, не указывают на существенные изменения в силикатной структуре. В связи с этим предполагается, что поскольку решетка строится кольцами 4 и 8 Si(Al)O_4 , присоединяющимися — подобно хабазиту — в трех направлениях, вода, „связанная подобно кристаллизационной воде“, помещается в создающихся таким образом щелях. После удаления этой воды происходит такая деформация решетки, которая уже препятствует дальнейшему поступлению воды в решетку. В то же время еще возможно сохранение „некристаллообразной“, вероятно „внутрирешеточной адсорптивной“ воды. Это находится в согласии как с растяжением полос инфракрасных спектров, с изменениями величин d/hkl рентгенограмм образцов, нагретых до 500°C, так и с последней эндотермической реакцией кривых ДТА.

Из вышеизложенного следует, что вода филлипсита связана в основном „подобно кристаллизационной воде“ и в незначительной мере представляет собой „адсорпционную воду“ (связанную, возможно, в виде ОН⁻). Однако, последняя играет более существенную роль в решетке, чем первая и ее удаление и деформация структуры сопровождается значительными энергетическими изменениями.

На практике цеолиты типа филлипситов могут применяться в качестве поглотителей только до температур 150–250°C; выше этой температуры они для таких целей непригодны.

Кривая ДТА гоннардита характеризуется двумя небольшими максимумами при температурах 140 и 250°C соответственно, эндотермическим пиком с резким максимумом около 380°C и экзотермическим пиком около 950°C. Последний соответствует изменениям структуры (фиг. 5).



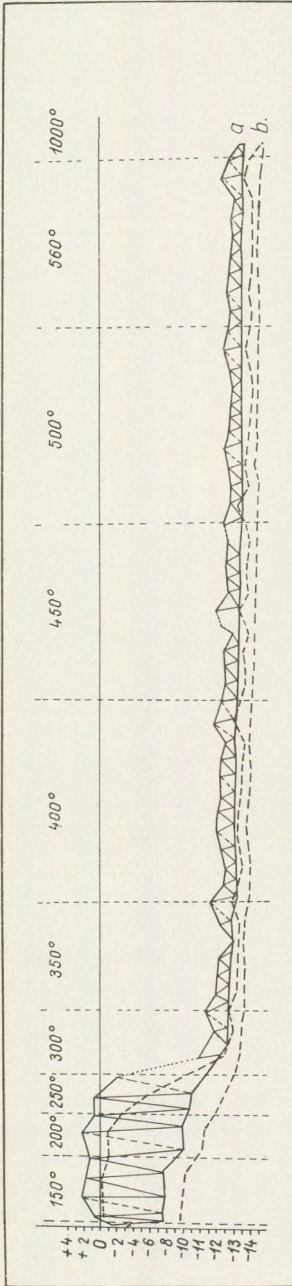
Фиг. 5. Кривая ДТА гоннардита: Овернь — Франция

Рентгенограммы были сняты для образцов в оригинальном состоянии, а также при нагреве их до 250, 350 и 1000°C. На рентгенограммах до 250°C линии гоннардита еще появляются (5), но начинают рассеиваться, и линии при нагреве до 350°C уже настолько диффузивны, что их можно только приблизительно считать гоннардитом; на температуре 1000°C они превращаются в нефелин (табл. 2).

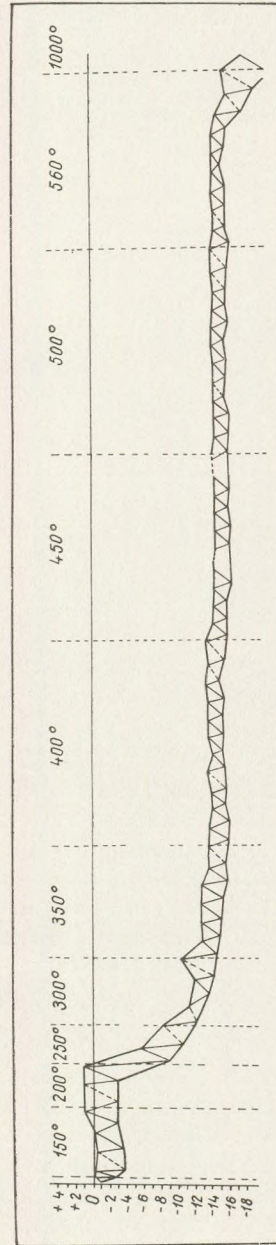
Таблица 2.
d/hkl данные гоннардита Овернь, Франция.

Основные данные		Нагретый до 250 °С		Нагретый до 350 °С		Нагретый до 1000 °С	
I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl	I.	d/hkl
—	—	—	—	—	—	сс с(p)	6,484
с (p)	5,939	с	6,101	—	—	—	—
сс с (p)	5,252	—	—	с (p)	5,302	—	—
—	—	сл (p)	5,061	—	—	сс с (p)	5,004
сс с (p)	4,816	сл (p)	4,816	с (p)	4,790	сс (p)	4,764
сс с (p)	4,593	сс с (p)	4,593	—	—	—	—
с (p)	4,356	сс сл (p)	4,327	—	—	—	—
с (p)	4,079	сс сл (p)	4,128	ос (p)	4,053	с (p)	4,128
сл	3,829	—	—	—	—	с (p)	3,974
—	—	—	—	с (p)	3,703	с (p)	3,688
сл	3,623	сл	3,614	—	—	—	—
сл	3,449	сл	3,456	—	—	осл	3,470
ос (p)	3,216	ос (p)	3,200	с сс (p)	3,205	—	—
—	—	—	—	—	—	ос (p)	3,160
—	—	—	—	—	—	сс с (p)	2,969
ос (p)	2,927	—	—	с сс (p)	2,927	—	—
—	—	—	—	—	—	сс с (p)	2,849
—	—	ос (p)	2,899	—	—	—	—
ос с (p)	2,695	сл сс (p)	2,687	—	—	—	—
осл	2,581	осл	2,574	—	—	—	—
сл	2,458	сл осл	2,478	сс (p)	2,518	с сс	2,511
—	—	—	—	—	—	с сс	2,389
осл	2,312	сл	2,323	—	—	—	—
сс сл (p)	2,198	сл сс (p)	2,198	осл	2,178	—	—
—	—	—	—	—	—	с	2,127
—	—	осл	2,082	—	—	сл	2,003
сс	1,966	сл	1,970	—	—	—	—
сл	1,904	осл	1,893	—	—	сл сс	1,917
осл	1,876	—	—	—	—	сс с	1,849
с сс	1,816	сл (p)	1,821	—	—	сс с	1,830
сл	1,756	—	—	—	—	сс с	1,769
сл	1,719	—	—	—	—	сс с	1,696
сс сл	1,641	сл (p)	1,648	—	—	—	—
сл	1,595	осл	1,603	—	—	сл	1,615
—	—	—	—	—	—	сс	1,558
сл	1,537	сл	1,542	—	—	—	—
сл сс (p)	1,479	сл (p)	1,480	—	—	сл сс	1,489
—	—	—	—	—	—	сл сс	1,464
сл сс (p)	1,395	осл	1,392	—	—	сс	1,387
—	—	—	—	—	—	сл сс	1,354
сл сс (p)	1,322	осл (p)	1,322	—	—	осл	1,319
осл	1,280	—	—	—	—	сл	1,273
осл	1,263	—	—	—	—	сл	1,256
сл	1,235	—	—	—	—	сл	1,223
сл	1,191	—	—	—	—	осл	1,206
—	—	—	—	—	—	сл	1,167
—	—	—	—	—	—	сл	1,159
—	—	—	—	—	—	осл	1,129
—	—	—	—	—	—	осл	1,101
—	—	—	—	—	—	сл	1,076

ос = очень сильная линия с = сильная линия сс = средняя линия
сл = слабая линия осл = очень слабая линия р = размытая линия



Фиг. 4. Кривые регенерации филлипсита *a*) Гулач, *b*) Капо ди Бове



Фиг. 8. Кривая регенерации гоннардита

Гоннардиты имеют следующий химический состав:

Гоннардит, Овернь	(Франция)
SiO ₂	42,18%
TiO ₂	—
Al ₂ O ₃	27,74
FeO + Fe ₂ O ₃	0,25
MnO	0,04
MgO	0,00
CaO	8,62
Na ₂ O	6,85
K ₂ O	0,37
Суммарное к-во воды	14,88
P ₂ O ₅	0,04
	100,97%

Состав по химическому анализу для обезвоженного вещества и O₁₀:

Овернь (Франция): Na_{1,775}K_{0,062}Ca_{1,236}Mn_{0,03}Fe_{0,021}Al_{4,366}Si_{5,63}O₁₀

С учетом водосодержания, для O₁₀:

$$\text{Na}_{1,734}\text{K}_{0,061}\text{Ca}_{1,207}\text{Mn}_{0,003}\text{Fe}_{0,02}\text{Al}_{4,263}\text{Si}_{5,498}\text{O}_{10} \cdot 6,469\text{H}_2\text{O}$$

Об инфракрасных спектрограммах литературных данных нет. Полоса абсорпции 1000 см⁻¹, отмечающая силикатные связи, отличается от полос изученных до настоящего времени цеолитов. Водосвязность сходна скорее с двумерным дезмином чем с водой натролита (смещение в сторону полосы 3400 см⁻¹ указывает на водосвязность, отклоняющуюся от таковой натролита). Данные инфракрасной спектроскопии для образцов, нагретых до 250 °С отличаются от исходных данных, в первую очередь по интенсивности, по упомянутому уже смещению полосы абсорпции воды и по расширению полосы абсорпции (1000 см⁻¹) характерной для силикатных связей (фиг. 6).

Процессы дегидратации характеризуются нижеследующей таблицей и фигурой 7 а.

Отрезок кривой, резко восходящий до 300°С, указывает на внезапную крупную потерю веса, а затем, до 550°С отмечается медленная постепенная потеря веса. Сопоставление этих данных с данными кривой ДТА показывает, что выход основной части воды происходит против двух менее значительных эндотермических пиков, в то время, как резкий и крупный пик кривой соответствует прежде всего изменению структуры, сопровождающемуся водопотерей.

Потери веса при различных температурах указаны в нижеследующей таблице (фиг. 7 с₁, с₂).

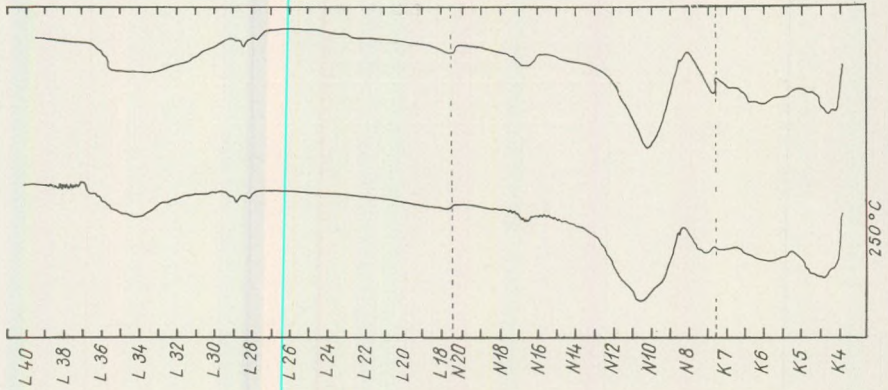
Данные дегидратации гоннардита

Потеря веса при нагреве, в %-ах	
Температура	
170	4,18
220	5,96
300	11,54
360	13,02
410	13,36
440	13,50
480	13,84
500	13,90
Общая потеря веса в %-ах, при нагреве в течение 2 часов	
560°C	14,47
Общее содержание воды в %-ах по данным метода Пэнфильда	
1100°C	14,88

В циркулирующем воздухе получают — как всегда — более значительные величины потери веса. Эти величины, при разных температурах, показаны в таблице 1. фиг. 7 в

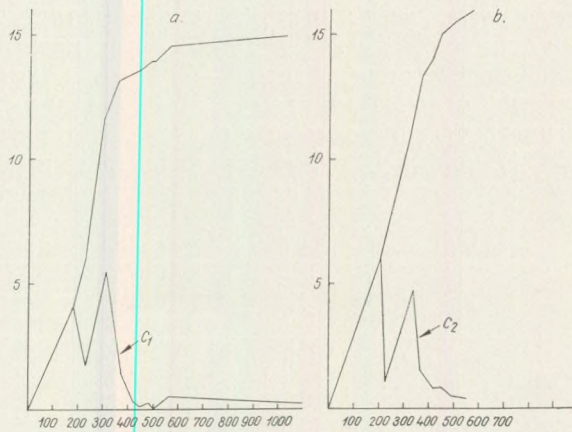
Кривая данных *регенерации* (фиг. 8) свидетельствует о значительных потерях веса при температурах 200 и 250°C, после нагреве до 350°C — о менее значительной потере воды, а затем — о рекуперации в основном небольшого количества воды. Начиная от этой величины, значения веса могут считаться почти постоянными при нагреве. Потери веса не слишком значительны (4–6%), но при 100%-ной водоупругости это количество воды полностью рекуперировуется, и иногда даже воспринимается на 0,5–1% больше воды.

Температура	Разности потери веса в %-ах, измеренные при температурах от .. до °C	Данные	
		дегидратации,	деволятилизации
0 – 170	—, —	4,18	—
0 – 200	—, —	—	5,85
170 – 220	—, —	1,78	—
200 – 220	—, —	—	1,04
220 – 300	—, —	5,50	—
220 – 300	—, —	—	4,72
330 – 360	—, —	—	1,50
300 – 360	—, —	1,40	—
360 – 410	—, —	0,34	0,80
410 – 440	—, —	0,14	0,84
440 – 480	—, —	0,34	0,54
485 – 500	—, —	0,06	—
480 – 550	—, —	—	0,38
500 – 560	—, —	0,57	—
560 – 1100	—, —	0,41	—



Фиг. 6. Снимки инфракрасной спектроскопии для гоннардита

Основная часть воды гоннардита является водой, связанной подобно дезмину и ее исчезновение влечет за собой разрушение структуры. Менее значительная часть этой воды связано более устойчиво. Исчезновение последней сопровождается изменением структуры и нет возможности для рекуперации воды в решетке, так как ее структура становится постепенно изотропной.



Фиг. 7. Кривые дегидратации (а), деволитализации (b) и потери веса (c_1 , c_2) для гоннардита

В отношении практики разновидностей цеолита, имеющие структуру гоннардита, являются наименее пригодными в качестве адсорбента, так как адсорбция происходит на низких температурах, а восстановительная способность теряется уже при температуре 250°C.

Авторы приносят свою благодарность адъюнкту др-у Кубович И. за спектрограммы и за их интерпретацию, научному сотруднику Руфф Ф. и его сотрудникам за составление инфракрасных спектрограмм и старшей лаборантке Дьере Г. за рентгенограммы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Berg, L. G. and Rassankaya, J. S.: Thermographic analysis at high pressures. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 81. 518. 1958.
2. Bidló, G.: Az uzsapuszta Szárhegy petrokémiai vizsgálata. *Földt. Közl.* 86. 475. 1956. (Петрохимический анализ пород горы Сархедь района Ужапушта)
3. Bognár, L.: Az uzsai Szárhegy bazaltjainak vizsgálata. *Ann. Univ. Sect. Geol.* 8. 1964. (Исследование базальтов горы Сархедь в районе Ужо)
4. Coblenz, W. W.: Investigation of Infra-Red Spectra. Parts. III. and IV. Washington. *D. C. Carnegie Institution of Washington*, 1906.
5. Deer, W. A. - Howie, R. A. - Zussmann, J.: *Rock Forming Minerals*, 4. Longmans, London, 1963.
6. Koizumi, M.: Water in minerals. I. The differential thermal analysis curves and the dehydration curves of zeolites. *Min. Journ.* 1. 36. 1953.
7. Kožu, S. and Masadu, M.: Thermal changes and dehydration phenomena in some hydrous minerals. *Sci. Rep. Tohoku, Imp. Univ. Ser.* 3. III. 32. 1929.
8. Mauritz, B.: Die Zeolithminerale der Basalt des Plattenseegebietes in Ungarn. *Neues Jahrb. Min. Geol. Pal.* 64. 477. 1953.
9. Mauritz, B.: Die basaltische Gesteine der Tática-Gruppe im Plattenseegebiet in Ungarn. *Min. Petr. Mitt.* 48. 373. 1936.
10. Mauritz, B.: A dunántúli bazaltok kőzetkémiai viszonyai. *Földt. Közl.* 78. 134. 1948. (Петрохимические условия базальтов Задунайской области)
11. Matossi-Frank und Krüger: Das ultrarote Reflexionsspektrum von Silikaten. *Zeitschr. f. Physik.* 99. 1. 1936.
12. Milkey, R. G.: Infrared spectra of some tectosilicates. *Am. Min.* 45. 990. 1960.
13. Moenke, H.: *Spektralanalyse von Mineralien und Gesteine*. A. Verlag. Geest-Portig, K-G. Leipzig, 1962.
14. Peng, C. J.: Thermal analysis study of the natrolith group. *Am. Min.* 40. 834. 1955.
15. Pécsi-Donáth, É.: Investigation of the thermal decomposition of zeolites by the DTA method. *Acta Geol.* VI. 429. 1962.
16. Рожкова, Е. В. - Ершова, К. С. - Адрусенко, Н. И.: О воде в цеолитах. Москва, Минеральное сырье, вып. 6. 3. 1962 г.
17. Scholze, H. - Dietzel, G.: Infrarotuntersuchungen an wasserhaltigen Silikaten. *Naturwiss.* 42. 342. 1955.
18. Scholze, H.: Über die quantitative U. R. spektroskopische Wasserbestimmung in Silikaten. *Forsch. Min.* 38. 122. 1960.
19. Serratos, J. M.: Dehydration studies by infrared spectroscopy. *Amer. Min.* 45. 1101. 1960.
20. Steinfink, H.: The crystal structure of the zeolite phillipsit. *Acta Cryst.* 15. 644. 1962.
21. Szádeczky-Kardoss, E. - Erdélyi, J.: A balatonvidéki bazaltok zeolitjainak jellemzése. *Földt. Közl.* 88. 315. 1955. (Характеристика цеолитов в базальтах Задунайской области)
22. Szádeczky-Kardoss, E.: Wasser und Magma. *Zeitschr. der Geol. Gesell.* Sonderheft 1. 50. Freiberg, 1962.
23. Whelan, J. A. and Odekirk, J. R.: Differential thermal analyses and infrared absorption spectra of some zeolites and their hydrous silicates. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71. 2001. 1960. (Abstract).

STATISTISCHE VERTEILUNG UND QUALITATIVE KENNZEICHNUNG DER FELDSPATE IM ANDESIT-LAKKOLIT DES CSÓDI-BERGES

G Y. B U D A

Mineralogisches Institut der Eötvös-Universität, Budapest
(Eingegangen am 21. VIII. 1965)

ZUSAMMENFASSUNG

Im nördlichen Steinbruch des Csódi-Berges ist das Andesit in 35 m Mächtigkeit aufgeschlossen, im höchsten Horizont mit Spuren einer Kontakt-Schieferhülle. Im höheren Horizont der konzentrisch-schaligen Bankung des Andesits (unter den einstigen rupel-kattischen Hangenschichten) ist basisches Plagioklas, in den tieferen Horizonten zonales Plagioklas entstanden. Die Zonalität ist im mittleren Teil des Lakkolits normal, in den in der Nähe des Kontakts liegenden Teilen rekurrent.

Durch eine statistische Messreihe konnte die Orientierung der porphyrischen Plagioklase nachgewiesen werden, die zu genetischen Folgerungen Anlass gab:

1. Die Richtung der Lavaströmungen ist durch die Kristallorientierung festgelegt, während die Texturorientierung des Gesteins sich nicht nach der kraftvollen Bankung richtet.
2. Durch Analyse der Texturorientierung kann der Mechanismus der Lavaeindringung rekonstruiert und zugleich auch die Stelle des Ausbruchszentrums festgestellt werden.
3. Endlich kann das subvulkanische Gestein von oberflächlichen Lavaergüssen mit Gewissheit unterschieden werden.

Der Csódi-Berg ist eine subvulkanische Partie des Andesitzugs im Donauknie mit selbständigem Eindringungszentrum (Abb. 1.). Die Ausbruchszeit ist miozän-tortonisch. Die Hangendbildungen bestehen aus Rupelton und kattisch-aquitischen sandigen Tonen, die — nach E. Szádeczky-Kardoss — das Lakkolit in einer Mächtigkeit von 325 m bedeckten. Das Lakkolit ist im unmittelbaren Kontakt mit tonigen Bildungen, die durch Hitzewirkungen umgebildet worden sind. Der höchste Punkt des Lakkolits liegt gegenwärtig 219 m ü. d. M. Als maximale Mächtigkeit des Andesitkomplexes kann ca. 150–170 m angenommen werden. Der Lakkolit besteht aus mikroholokristallinem granatführendem Biotit-Amphibol-Andesit. Im untersuchten Profil steht an der etwa 35 m hohen nördlichen Wand des Csódi-Berges Biotit-Amphibolandesit und ein zersetzter Amphibolandesit an. In den oberen Teilen der durch sphärisch-konzentrische Kluftsysteme entstandenen Bänke, enthalten die Amphibolandesite nur spärlich farbige Gemengteile und sind durch das kalzitisierte Innere der Feldspate gekennzeichnet. In den mittleren Partien

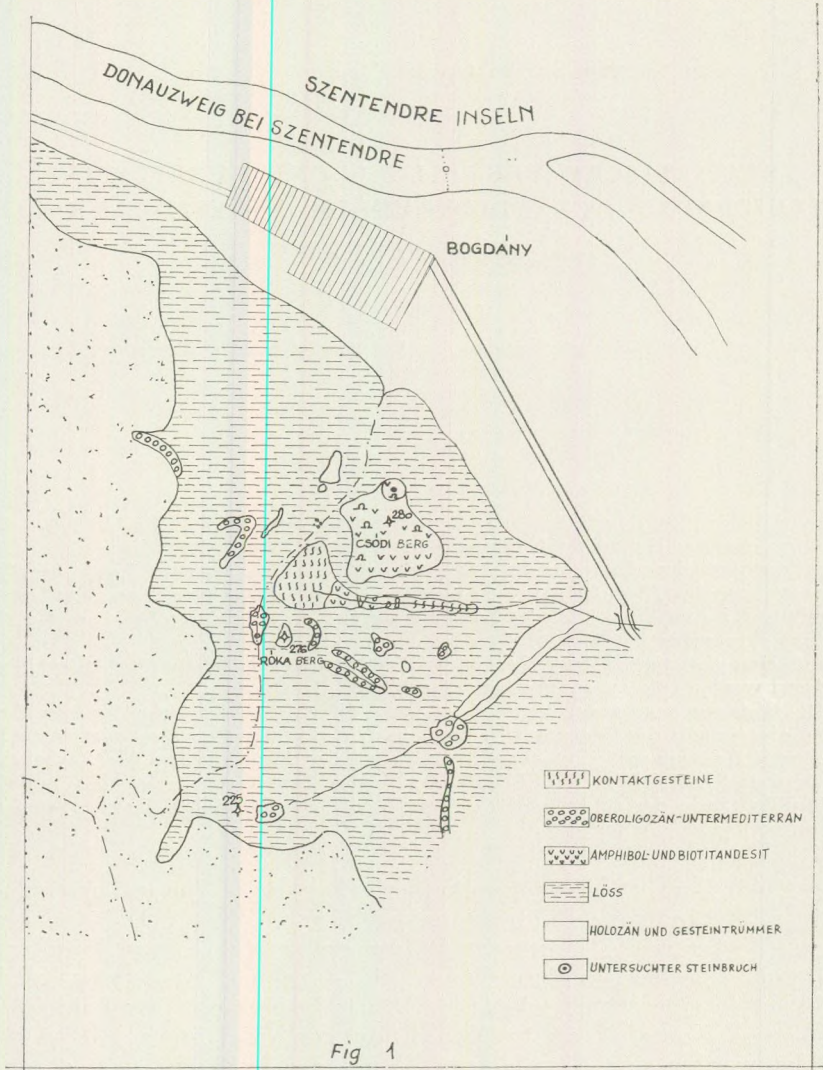


Abb. 1. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Dunabogdány

der Bänke ist bereits ein frischer, grauer und unzersetzter Andesit zu finden. Weiter oben im Profil ändert sich die Zusammensetzung der Plagioklase; im Horizont 4/a (Abb. 2.) enthält der Feldspat der Matrix durchschnittlich 59% An, während im Horizont 7 der Anortitgehalt nur noch 53% beträgt. Die zonalen porphyrischen Kristalle des höheren Horizonts sind etwas basischer als die Komponenten der Matrix (55% An), wogegen im Horizont 4/a die porphyrischen Kristalle bei einem An-Gehalt von 50% bereits saurer sind als die Matrix. Die obigen Werte sind Ergebnisse von je 40 Messungen. Es ist bemerkenswert, dass in der Nähe des Kontakts im Horizont 7. die zonalen Plagioklase aussen basischer sind und dass die basische Zone die Kristalle in der Form einer dünnen Hülle umgibt. Die volle Breite des Kristalls als 100% angenommen, ergibt sich für den Saum 0,5%. Die inneren Zonen sind jedoch so verschwommen, dass im Inneren die prozentuale Verteilung des Anortits unbestimmbar ist (Abb. 3.).

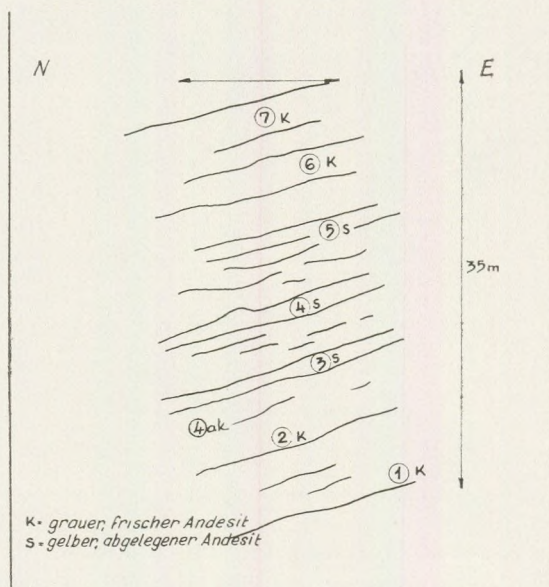


Abb. 2. Profilskizze der östlichen Wand des nördlichen Steinbruchs am Csódiberg

Im Horizont 4/a ist aber im Inneren des Lakkolits die Ausscheidung normal d. h. es nimmt der Anortitgehalt nach aussen hin ab (Abb. 4.).

Auf Grund von insgesamt 300 Messungen ist die durchschnittliche Länge der Plagioklaskörner im untersten, 3-ten Horizont 385,5 μ , im 5-ten 485,6 μ , im 7-ten 470,8 μ . Die vorherrschende Korngrößenfraktion ist im 3-ten Horizont die von 100–300 μ , im 5-ten die von 800–1000 μ , im 7-ten die von 600–800 μ (Abb. 5.).

Orientierung der Plagioklase. Die mit statistischen Verfahren ermittelten Neigungswinkel der Plagioklase sind im 7-ten Horizont 48° , im 5-ten $53,5^\circ$ und im 3-ten $40,5^\circ$.

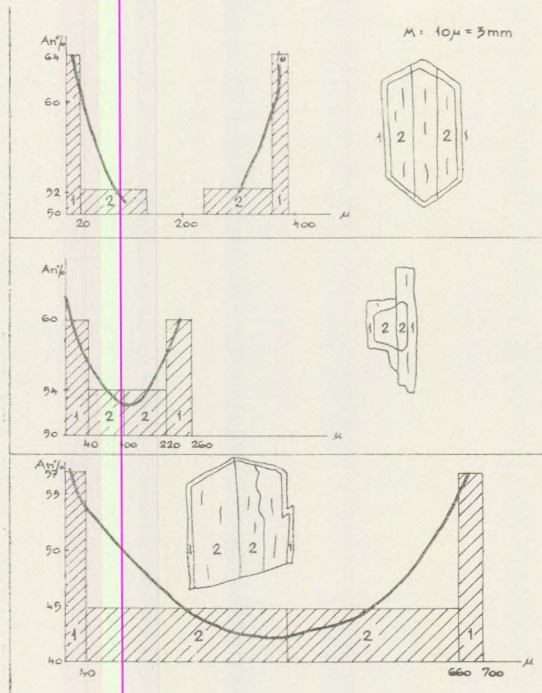


Abb. 3. Zonale Plagioklase des Horizonts 7

Im 7-ten Horizont gibt ein ausschlagendes 7-prozentiges Maximum die statistisch durchschnittliche Orientierung der c -Achsen an. Die Bankung fällt nach $10^\circ N$ ein, die Durchschnittsrichtung der c -Achsen ist $152-332^\circ$, der Unterschied der zwei Richtungen ist also 38° . Die (010)-Flächen schliessen mit der Senkrechten einen Winkel von 84° ein, die Bankung ist also angenähert der (100)-Flächen parallel (Abb. 6.). In Abb. 7. sieht man das Richtungsdiagramm der statistisch ausgemessenen Längsachsen, deren Orientierung mit den durch die Fedorow-Methode ausgemessenen c -Achsen übereinstimmt. Im Horizont 5. erscheinen neben dem Maximum von 7% auch Maximum von 5% und 4% Häufigkeit, gleichzeitig sind aber die Flächen (010) fast vertikal (88°). Die Richtung der Bankung verwindet sich nach dem Westen (345°). Die Richtung der c -Achse ist $140-320^\circ$, der Unterschied gegenüber der Einfallrichtung der Bankung beträgt 25° (Abb. 8). Im 3-ten Horizont ergeben sich neben dem Maximum von 7% auch Häufigkeitswerte von 6% und 4%. Die Bankung neigt nach Nord, für die c -Achsen hat man die Werte $160-344^\circ$, für die Differenz 16° . Die (010)-Flächen haben eine Neigung von 84° (Abb. 9.).

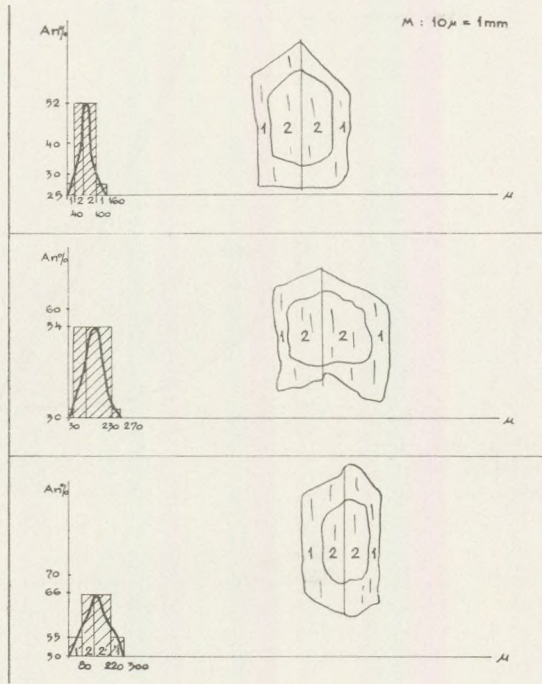


Abb. 4. Zonale Plagioklase des Horizonts Nr. 4/a

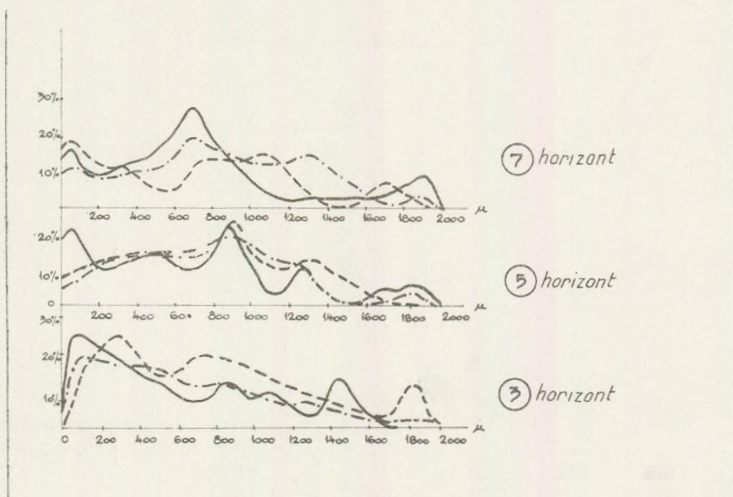


Abb. 5. Kornlängenverteilung des Plagioklases

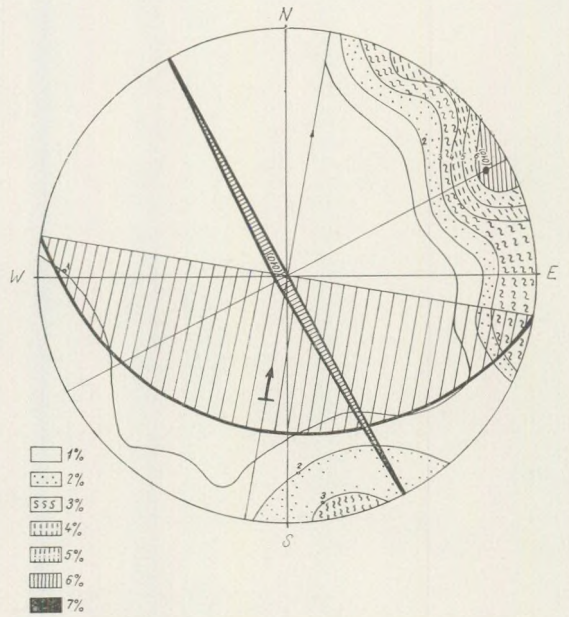


Abb. 6. Diagramm der Polpunktdichten der Plagioklasflächen (010), Horizont 7

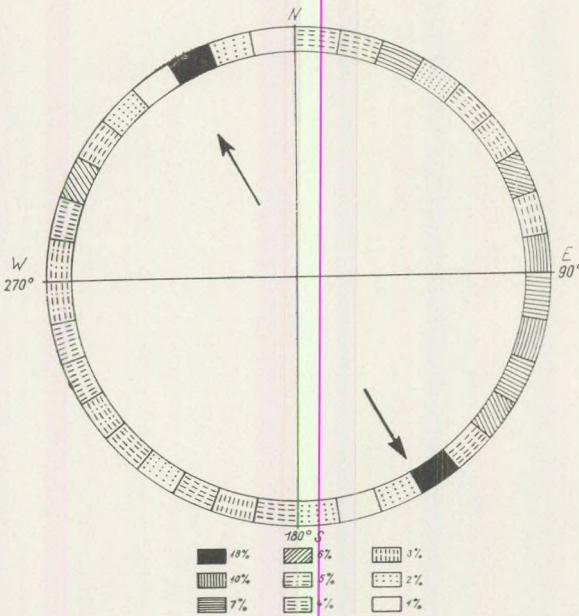
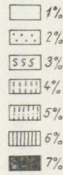
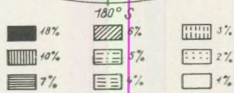


Abb. 7. Orientierungsdiagramm der Plagioklas-Längsachsen, Horizont 7



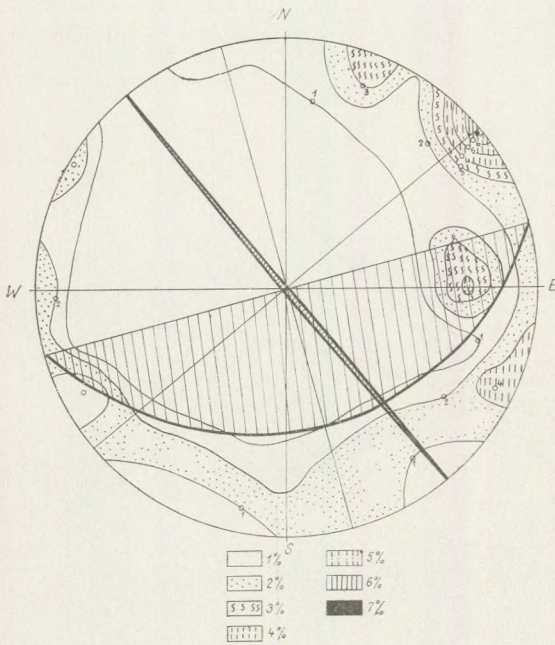


Abb. 8. Diagramm der Polpunktdichten der Plagioklasflächen (010), Horizont 5

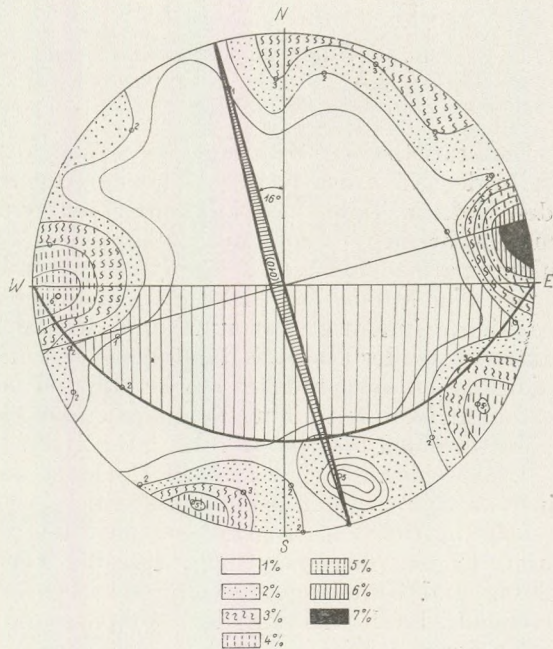


Abb. 9. Diagramm der Polpunktdichten der Plagioklasflächen (010), Horizont 3

Endlich gibt es im Horizont 4/a drei Maxima von 3%, die Kristalle sind vollständig unorientiert (Abb. 10.). (Die einzelnen Stereogramme sind Durchschnitte von 80–100 Messungen.)

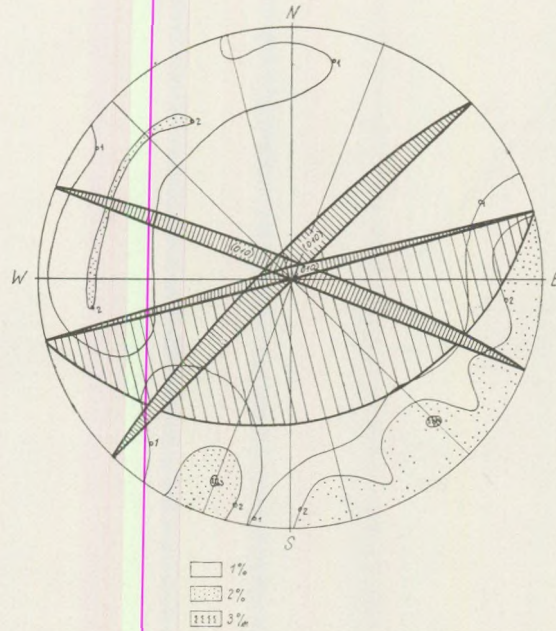


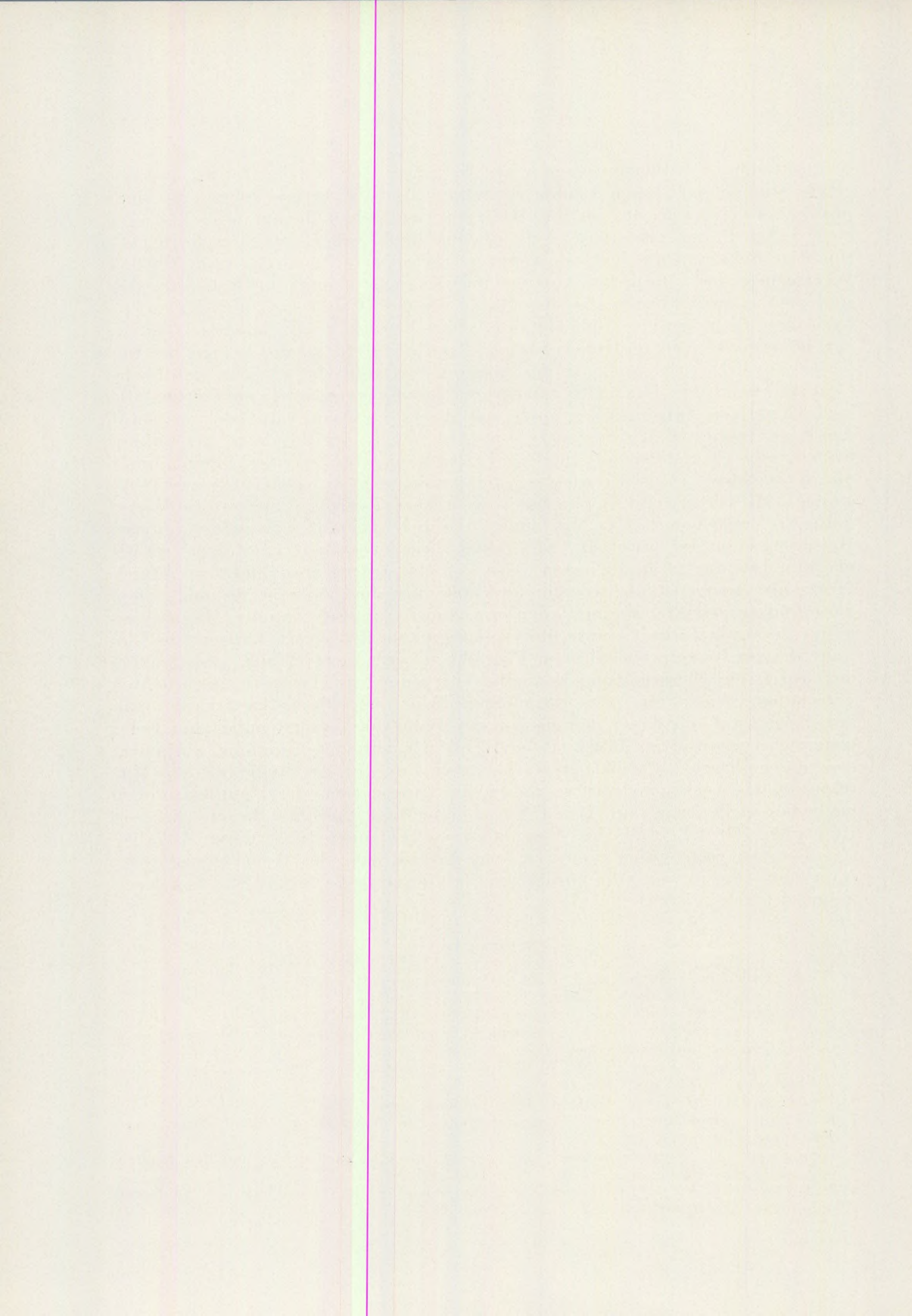
Abb. 10. Diagramm der Polpunktdichten der Plagioklasflächen (010)
Horizont 4/a

Die statistischen Messungen beweisen, dass die Orientierung der Plagioklasse in der Nähe des Kontakts hochgradig ist, nach abwärts abnimmt, und in den tieferen Teilen des Lakkolits nicht einmal statistisch auswertbar ist. Ferner, während im Profil der vulkanischen Lavaflüsse die (010)-Flächen der Bankung parallel zu liegen pflegen, sind sie im Profil des Lakkolits fast vertikal gelagert. Zur selben Zeit sieht man, dass die Bankung die Lage der Plagioklasse nicht eindeutig bestimmt und deshalb dieselbe nicht recht gut eine Reliktstruktur des Fliessens darstellen kann, da die Neigungswinkel der *c*-Achsen der Plagioklasse gerade im am kräftigsten orientierten Horizont (Nr. 7.) den grössten Winkel mit dem Neigungswinkel der Bankung (26°) einschliesst. (Der Unterschied beträgt 22° .) Im 5-ten Horizont ist die Neigung der Bankung 30° (Unterschied $23,5^\circ$), im 3-ten Horizont 25° (der Unterschied ist hier am kleinsten: $15,5^\circ$). Man sieht, dass nur bei dem unteren (3-ten) Horizont die Neigungsrichtung angenähert mit dem Winkel der Bankung übereinstimmt. Es ist auch ersichtlich, dass die Verbindung zwischen Abkühlungsbankung und Gesteinsgefüge eine sehr schwache ist und die Bankung vorherrschend durch die mit der Temperaturänderung verbundene Volumabnahme zustandegebracht wurde. Der obere Horizont, die Umgebung der

Kontaktzone ist früher entstanden als der innere Teil. Das später empordringende Magma hat diesen Fladen sozusagen vor sich hergeschoben; die porphyrischen Kristalle des oberen Horizonts sind eben darum basischer und gleichzeitig besser orientiert, weil sie aus dem Nebengestein mehr leichtflüchtige Substanzen aufnehmen konnten. Die inverse Zonalität ist durch den Wärmefluss der von unten kommenden Magmaströmung erklärbar. Später sind die basischen Feldspaten der Matrix aufgelöst und sich auf der porphyrischen Beimengungen scheidet aus. Dies beweist auch, dass das Gestein der höheren Horizonte früher eindrang und erstarrte, als dasjenige der tieferen Lagen. Die Orientierung der höheren Horizonte ist als eine spezifische Charakteristik der Lakkolite anzusehen. Bei Lavaergüssen entweichen die leichtflüchtigen Substanzen schnell und dieser Umstand wirkt sich auch auf die Kornverteilung des Feldspats aus (Abb. 5.); in der Randzone des Lakkolits kommen im allgemeinen mittlere Korngrößen vor. Weiter innen nimmt die Korngröße unter Einwirkung der angereicherten leichtflüchtigen Substanzen zu. Die geringe Korngröße der unteren Horizonte beweist die Verarmung an flüchtigen Stoffen. Es taucht nun die Frage auf, warum die unteren Horizonte eher der durch die Abkühlung bedingten Bankung folgen, als die oberen? Das dürfte daran liegen, dass sich die später ausgebildeten unteren Horizonte nachträglich weniger änderten, als die höheren, da der schon ausgebildete primäre Magmafladen von dem darunterdringenden Magma gespannt und aufgelockert wurde und so ereigneten sich Verrückungen, die die Lage der im Gestein enthaltenen Plagioklase veränderten und ursprünglich den durch die Flussrichtung bedingte Verteilung der Temperaturgradienten verschoben. Auch aus der räumlichen Lage der Plagioklase kann man annähernd auf das Eindringungszentrum schließen, besonders bei den tiefer liegenden, orientierten Horizonten. Wenn wir von der Annahme ausgehen, dass die senkrechte Projektion des höchsten Punktes des Lakkolits der Mittelpunkt des Ausbruchs war, so weisen die Längsachsen der Plagioklase eben nach diesem Zentrum hin. Der 279,2 m hohe Punkt des Steinbruchs liegt in Richtung 130° SE und die Plagioklase weisen nach 152°; diese Angaben stimmen also recht gut überein. Es folgt daraus, dass das Ausbruchszentrum etwa 300–400 m weit vom nördlichen Steinbruch in Richtung SE–S gelegen haben dürfte.

LITERATUR

1. Hejtman, B. – Konta, J.: Horninotvorne' mineraly. 1959.
2. Nikitin, W.: Die Fedorov-Methode. 1936.
3. Reinhard, M.: Universal Drehtischmethoden. 1931.
4. Szádeczky-Kardoss, E.: Prinzipielle Grundlagen des neuen Systems der magmatischen Gesteine (ungarisch) *Magy. Tud. Ak. Közl. Bd. 23*.
5. Szádeczky-Kardoss, E.: Über einige Grundfragen der Forschung vulkanischer Gebirge (ung.) *Földt. Közl. Bd. 88*.
6. Vendel, M.: Methodik der Gesteinsbestimmung. (ung.) 1959.
7. Koch, A.: Geologische Beschreibung der Szentendre-Visegrád und Pilis Gebirge. (ung.) *Földt. Int. Évk. 1877. Bd. 1*.
8. Lengyel, E.: Mineraleinschlüsse der Andesite im Dunazug-Gebirge und ihre magmatotektonische Bedeutung (ung.) *Földt. Közl. 1951. Bd. 81*.
9. Schafarzik-Vendl.: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Budapest, (ung.) 1929.



NOTES SUR LA GÉOLOGIE DU BASALTE

par

E. VADÁSZ

(Institut de Géologie, Université L. Eötvös, Budapest)

(Reçu: le 1. 9. 1965.)

En liquidant d'anciennes notes d'observation on se souvient parfois de problèmes qui se sont posés et d'idées qu'on a eues à une époque lointaine, problèmes et idées qui, enterrées et restées sans avancement sur le plan local, ne furent pas résolues depuis de façon satisfaisante sur le plan général, mondial non plus. Un tel problème géologique fut la question des basaltes colonnaires et tabulaires observés par l'auteur il y a un demi-siècle, en juin 1914 dans la grande carrière de basalte de Alsórákos (Racosul de Jos) en Transylvanie. Le phénomène colonnaire des roches magmatiques en général, développé en discipline spéciale par W. KLÜPFEL dans son étude fondamentale «Basaltgeologie», n'a pas dépassé le stade des classifications et de description (KLÜPFEL 1.), avec interprétations incomplètes et contradictions. Le grand ouvrage signalé par cet auteur dans son étude n'est jamais paru. En Hongrie ce fut E. SZÁDECZKY-KARDOSS qui a donné un traitement valable du problème du point de vue volcanotectonique (10).

Il n'est pas sans intérêt de comparer ici la situation présente du basalte colonnaire de Alsórákos, ainsi qu'elle est présentée par la description et les coupes construites par le géologue M. SZABÓ, aux souvenirs de l'auteur, qui datent d'il y a un demi-siècle et de compléter le tout par des observations faites en Hongrie ainsi que par une revue de la littérature géologique nouvelle traitant du problème.

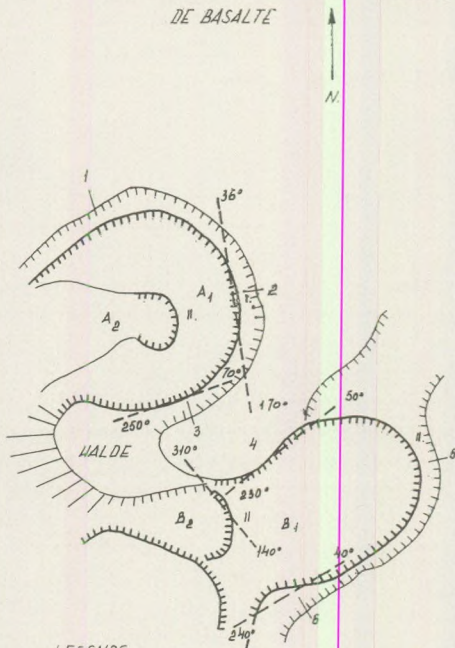
1) La carrière de basalt de Alsórákos (Transylvanie)

Il y a 50 ans, les données de détail manquaient encore sur cet affleurement le plus important des terrains volcaniques, basaltiques, de la gorge du fleuve Olt. Propriétés pétrographiques, position et âge d'éruption ne nous furent connus que grâce à une littérature ancienne, fort sommaire (HAUER—STACHE 1863, HERBICH, 1878, A. KOCH 1908, LÖRENTHEY 1894). Dans la littérature roumaine plus récente, PREDĂ ne mentionne que des généralités concernant la région basaltique des Monts Persány. Pour V. N. LAȚIU (7) les basaltes de la vallée de la Olt se groupent suivant une ligne tectonique de 20 km de long, de di-

rection NE—SW, sous forme de plusieurs corps soit produits par des éruptions indépendantes, soit séparés par des mouvements tectoniques ultérieurs. Tous ces basaltes ont pénétré un tuf de dacite avec lequel ils sont en contact tectonique. L'ordre stratigraphique moyenne de la région se présente comme suit. Sur la série sarmatienne suit en discordance une argile limnique du Dacien supérieur, recouverte à son tour par: 1) 30 à 50 m d'agglomérat stratifié, lapilli, bombes, scories etc. de basalte, avec des intercalations peu puissantes de couches limniques appartenant au Levantin inférieur. 2) 20 mètres de basalte, montrant alternance des parties colonnaires et tabulaires de 3 à 4 m, en quatre horizons. Au-dessus du niveau supérieur colonnaire se trouve basalte caverneux, spongieux, des blocs sphéroïdaux. 3) 50 à 60 mètres de tufs volcaniques gris blanchâtre avec impressions rares de feuilles de plante. 4) 50 à 60 m de scories volcaniques.

A. KOCH a donné une série stratigraphique moyenne semblable.

ALSÓRÁKOS PLAN SCHEMATIQUE DE LA CARRIÈRE DE BASALTE

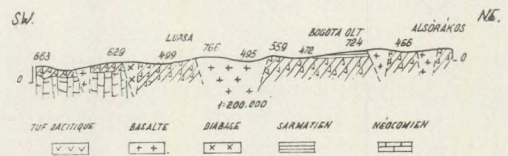


LEGENDE :

- A₁, B₁ = cours supérieures
- A₂, B₂ = cours inférieures
- I. = fronts détaille supérieurs
- II = fronts détaille inférieurs
- 1-6 = ligne de coupe

Fig. 1.

COUPE DES BASALTES DE LA VALLÉE SUPÉRIEURE DE LA OLT



COUPE DU BASALTE DE ALSÓRÁKOS

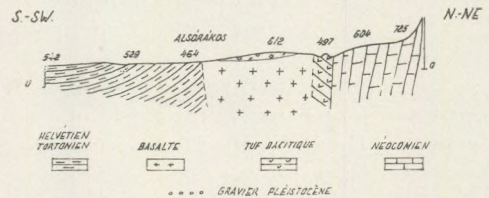


Fig. 2.

HAUER et STACHE ont mentionné la configuration colonnaire et tabulaire ainsi que la fissuration des bancs horizontaux dans l'affleurement de Héviz („... die untere Hälfte der Felsenwand in horizontale Platten zerklüftet ist“).

Dans la grande carrière, ayant un kilomètre carré de surface, du champ de basalt de Alsórákos, on a pu observer il y a 50 ans sur un front de taille haut d'une douzaine de mètres, une coupe du basalt, colonnaire dans sa partie inférieure, tabulaire-laminaire dans sa partie supérieure, et comprenant des

blocs et éboulis en-dessus, dans la partie non découverte du flanc de la colline (Fig. 1) Dans la carrière élargie d'aujourd'hui, il existe selon les mesurages de M. SZABÓ, des fronts détaillé hauts de 12 mètres, ayant les directions de $170-350^\circ$, $70-250^\circ$, $50-230^\circ$ et $60-240^\circ$. On y voit le basalte sous un aspect essentiellement identique à celui qu'on vient de décrire. La partie inférieure est colonnaire, la partie supérieure tabulaire-laminaire, et le tout est recouvert d'un basalte en blocs dont la partie supérieure a l'air d'un agglomérat de lave. Les colonnes sont pour la plupart abruptes ($60-80^\circ$); leur arcean avec continuation vraisemblable en blocs contigus est visible même sur la photo.

Les résultats d'études détaillées sur la pétrographie et la texture microscopique des différentes variétés de basalte se font encore attendre. Pour LAȚIU, le basalte colonnaire est compact à grain fin, le type tabulaire est coccolithique, et le type supérieur est scoriacé et vacuolaire. Le basalte massif, colonnaire est aussi vacuolaire, mais plus cristallin que la roche vacuolaire-scoriacée, circonstance qui devrait être due à la teneur en volatiles (gas) de la lave, et au processus diagénétique qui a eu lieu dans le stade initial du refroidissement.

2) Somoskő (Hongrie)

Les conditions qui caractérisent nos basaltes de la Transdanubie et de la région de Nógrád, également colonnaires, sont sensiblement les mêmes que celles qu'on vient de décrire. Ces basaltes, ayant le même âge et occupant une position semblable à l'intérieur des chaînes carpathiennes, sont bien connus de tout le monde; n'empêche que leur étude géologique valable manque encore. Nous ne pouvons pas entrer en détails dans le cadre du présent article; nous allons donc nous borner à quelques observations concernant les carrières de Somoskő près de la frontière tchécoslovaque. Une observation générale de nos notes prises au cours d'une visite dans la carrière en juillet 1960: «Au lieu des formes colonnaires qu'on voit sur les anciennes photos, il y a sur le front de l'exploitation nord une espèce de dôme, ou plutôt un ensemble de plaques cassées formant un pli. Sur le front Est on voit également des joints formant un dôme ayant les contours d'un oignon.» L'occasion de mener des études plus détaillées ne s'est pas présentée depuis. La «carrière», comblée de difficultés déjà à l'époque, s'est vue liquidée faute de possibilités d'extension au-delà de la frontière. Les configurations visibles du basalte sont illustrées par des esquisses faites d'après des photos (Fig. 3.) Pour ce qui est de la pétrographie du basalte, on n'en possède que des données d'ordre minéralogique (portant sur les inclusions, les zéolites etc.) Il est connu que le basalte massif, probablement colonnaire contient de nombreuses inclusions de quartzite, de schiste argileux oligocène, ainsi que des zéolites de plusieurs espèces et des vacuoles et menues cavités remplies d'eau dont la composition chimique ne fut, autant que nous le sachions, jamais déterminée. Des parties scoriacées, vacuolaires, cataclastiques furent aussi décrites. Le complexe de basaltes, épais de 20 à 50 mètres, gît directement sur la série de grès glauconitiques de l'Oligocène.

Il n'est guère possible de constituer à partir de ces données incomplètes un profil géologique du phénomène colonnaire manifesté par le basalte du

Somoskő. Il est cependant vraisemblable qu'il ait existé à cet endroit aussi une diversité de types de basalte à textures et structures différentes en alternance verticale et que les colonnes aient occupé la partie inférieure de la coupe, comme on le voit sous le château de Somoskő. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que du côté hongrois de la carrière de Somoskő le niveau de la bonne roche s'est graduellement approfondi au cours de l'exploitation; le décapage et l'aire de halde plus importants nécessités par cette circonstance étaient entre autres les raisons pour lesquelles on a arrêté l'exploitation qui, par la suite d'une correction de frontière, risquait de toute façon de pénétrer en territoire tchécoslovaque. Le système de transport compliqué par plans inclinés remontants et descendants a encore augmenté les frais d'exploitation déjà considérables. D'après une communication orale de G. PANTÓ, les colonnes de basalte ne sont plus visibles du côté tchécoslovaque du Somoskő non plus, bien qu'il y existât une carrière représentant le type même des basaltes colonnaires de la région.

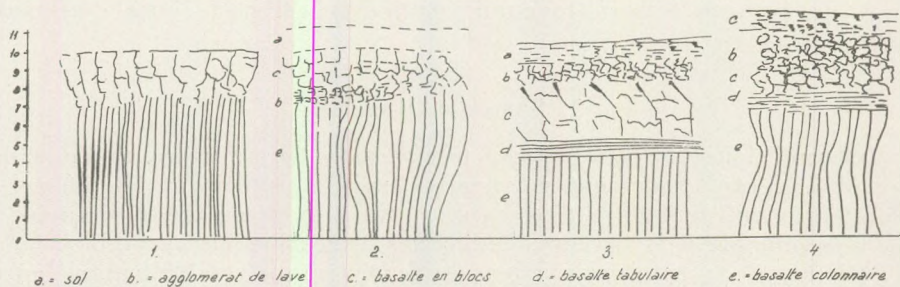


Fig. 3.

L'image perspective de la configuration de la carrière, présentée par l'esquisse susmentionnée suggère que le phénomène colonnaire et tabulaire dépend en premier lieu de la manière dont s'est déversée et écoulée la lave. Le basalte, colonnaire partout dans les remplissages de caldeiras, de cratères parasites de diamètres divers et de cheminées, semble passer à la variété tabulaire en empruntant des formes de gerbe déversée. Bien qu'on n'ait pas encore étudié en détail suffisant la texture de ces roches, le refroidissement relativement rapide de la lave basaltique (types vitreux, scoriacés, vacuolaires) semble exclure l'explication des formes tabulaires par l'hypothèse qu'elles représentent des structures fluidales. De telles structures sont de toute manière fort rares dans les basaltes. Les contrastes entre formes tabulaires et colonnaires sont restés sans explication partout. Les données sporadiques à ce sujet sont contradictoires et insuffisantes.

D'après la géologie analytique on peut classer les configurations colonnaires-tabulaires du basalte et des roches ignées en général, un clivage (parting, Absonderung) résultant du refroidissement de la roche, avec les formes dues à la diagenèse. Ce n'est un phénomène ni d'ordre structural, ni textural. Suivant la notion du clivage, l'unité de la masse rocheuse est interrompue et celle-ci se divise par des plans de fissure, de joint etc. Le clivage est engendré

soit par des changements de température, par la consolidation ou compaction (refroidissement), soit par perte d'eau, dessèchement ou pression des roches susjacentes. On distingue des formes sphéroïdiques, lamellaires-tabulaires, colonnaires et cubiques (parallélépipédiques) de clivage. Les formes lamellaire et tabulaire se manifestent surtout sous forme de plans parallèles horizontaux. Ils peuvent cependant être verticaux dans des dykes redressés.

J. SZABÓ appelle les colonnes de basalte «formes de retrait». «La matière se contracte, soit au cours de sa consolidation, soit après, le long de certaines lignes qui servent d'axes, et au fur et à mesure que s'opère le retrait, ces parties consolidées se séparent les unes des autres (Basalt, porphyre, trachyte, roche verte, obsidiane, lave, rhyolite, granite, syénite même.)» Cette formulation classique par J. SZABÓ fait rentrer le phénomène en question dans le groupe des résultats de la diagenèse, comme nous l'entendons aujourd'hui, pour les roches ignées autant que sédimentaires. Il est intéressant de citer son observation que «vue de haut, la surface du basalte colonnaire ressemble aux formes de dessèchement des sols argileux.» (Földtani Közlöny, I, 1871, p. 201) Une autre observation par ce même auteur est également importante dans les collines autour de Tokaj, à Monok, une sorte de latosol («nyirok») présente un clivage colonnaire, mais le phénomène ne s'étend ni sur le loess susjacent, ni sur le «pozzuolane» (tuf de rhyolite) sousjacent. Il fait mention aussi des colonnes se formant dans les charbons cokéifiés au contact de roches volcaniques (échappement des volatiles dû à la chaleur — retrait en direction perpendiculaire à certaines surfaces de séparation). Il considère le «sol alcalin colonnaire» caractérisant les parties asséchées des anciens lits majeurs des fleuves dans la grande Plaine hongroise comme des phénomènes analogues. J. SZABÓ a étudié et décrit les briques réfractaires du haut-fourneau démonté de l'usine métallurgique de Salgótarján, briques dont la couleur rouge est pâli et qui se sont transformées en une couche contigue montrant par-ci par-là des vestiges de brique. La couche en question, scoriacée, vitreuse, vacuolaire, ressemblant à une lave, manifeste une espèce de clivage colonnaire avec des colonnes à 4, 5 ou 6 faces. En lame mince la masse entière se présente comme un corps vitreux fondu, spongieux, gris sale, à de minuscules taches noires disséminées (matière organique ?). J. SZABÓ attribue le clivage colonnaire à un «changement de la substance, dû à la chaleur, ayant mené à une certaine dislocation des briques».

Quant aux causes des colonnes de basalte, leur explication n'a jusqu'à ce jour progressé au-delà de ce stade. C'est l'hexagone la forme de retrait qui exige le moins d'énergie et qui cependant est capable de remplir l'espace sans vides. D'après l'explication mécanique la plus moderne, c'est le déplacement des particules en direction de la moindre résistance (moindre cohésion) qui engendre les colonnes polygonales. Tout irréfutables qu'elles soient, ces postulats géométrico-physiques n'expliquent en eux-même ni le nombre variable des faces de colonne, ni leur verticalité, ni leur courbature éventuelle, et surtout, ils sont insuffisants à en déduire la répétition des parties colonnaires dans le corps de basalte et leur alternance avec les parties tabulaires — lamellaires, les transitions entre les deux, ou le manque d'une telle transition. Le rapport aux joints tectoniques et la position exacte du clivage dans l'ordre historique de l'évolution du corps volcanique n'est pas éclairci non plus. De tous ces points

de vue, le chapitre y afférent de la nouvelle édition du «Physical geology» de HOLMES (Columnar jointing, pp. 100–102) comparant le clivage colonnaire du basalte, des roches volcaniques à grain fin et vitreuses, aux fissures de retrait de la vase en cours de dessèchement des rivières et expliquant l'origine des colonnes polygones par la contraction due à leur refroidissement, ne nous offre rien de nouveau, malgré ses figures qui illustrent le mécanisme du retrait par des triangles équilatéraux attachés aux plans de fissure. Parmi les polygones, ce sont les formes hexagonales les plus abondantes. Mais ni les propriétés physiques, ni à plus forte raison la composition de la roche n'admettent une symétrie idéale. Par contre, si une lave homogène s'écoule sur une surface lisse, la contraction s'opère de façon concentrique, et avec une intensité égale dans toutes directions. HOLMES fait par ailleurs allusion à ce que la surface de la coulée de lave présente des formes scoriacées, irrégulières, tandis que la lave reste liquide à l'intérieur. C'est pourquoi le clivage colonnaire se développe dans la partie inférieure de l'ancienne coulée, tandis que sa partie supérieure manifeste des formes tabulaires ou des blocs irréguliers entassés pêle-mêle. Ce sont des faits irréfutables de la volcanologie, de la géologie, pétrographie et pétrogénèse, dont l'analyse conséquent, région par région, s'impose si nous voulons avancer la solution des problèmes. Il faut tenir compte de la diversité des causes et des processus et en exécuter la confrontation dialectique dans la séquence logique de la substance, de la forme et du phénomène en l'espace et dans le temps.

Voilà une des problèmes fondamentaux qui exige des études détaillées dans le cadre des recherches sur les lois de la diagénèse, recherches qui sont compris dans le programme actuel de la géologie hongroise remodelée. Nous apercevons ici un complexe de phénomènes diagénétiques et épigénétiques, dont la nature atectonique les rend responsable de certains aspects de la structure sans permettre le tirage de conclusions tectoniques.

BIBLIOGRAPHIE

1. Klüpfel, W. (1953): Basaltgeologie. Zeitschr. d.d. geol. Ges. 104. II. 1952.
2. Hauer – Stache (1863): Geologie Siebenbürgens. Wien.
3. Herbich F. (1878): A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. M. k. Földt. Int. Évk. V. pp. 288–296.
4. Tóth M. (1895): Az erdélyi bazaltokról. Földt. Közl. V. pp. 229.
5. Koch A. (1908): Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei II. Neogén. 5. A bazaltok családja. pp. 303–311, 317–318.
6. Lórenthey I. (1894): A székelyföldi szénképződmény földtani viszonyairól. Orv. Term. Értesítő Kolozsvár.
7. Lañiu, V. N. (1928): Beiträge zum petrogenetischen Studium des Basaltes, mit exogenetischen Quarz-Einschlüssen v. Racosul de Jos. Annuarul Inst. Geol. Rom. XIII.
8. Szabó J. (1871): Oszlopos elválási idom téglákon (Földt. Közl. I.) (Formes coloniales des briques).
9. Vadász E. (1960): Magyarország földtana. Budapest.
– (1964): Geologia Vengrii. Moscou. (en russe)
10. Szádeczky-Kardoss E. (1958): A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt. Közl. 88. k. pp. 171–200.
11. Jugovics L. Adatok a Somoskő és Rónabánya környéki bazaltelőfordulások ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jelentés 1933–34-ről.

CONSTITUTION MINÉRALOGIQUE, PROPRIÉTÉS ET PROBLÈMES DE GÉNÈSE DU GISEMENT URANIFÈRE DE LA MONTAGNE MECSEK (I.)

par

J. KISS

Institut de Minéralogie, Université L. Eötvös, Budapest
(Reçu le 15. 6. 1961.)

Introduction

C'est en 1957 que l'auteur a entamé l'étude de la composition minéralogique du minerai d'uranium de la Montagne Mecsek. A cette époque, les recherches ne portaient que sur quelques échantillons moyens, ayant pour but exclusif une orientation rapide concernant la nature et le volume des études à effectuer en vue d'obtenir un image fidèle et bien fondé de la genèse du gisement à partir de sa composition minéralogique.

L'étude minéralogique et génétique détaillée des minerais d'uranium se bornait essentiellement à l'année 1958. Les premiers résultats sont contenus dans les articles suivants de l'auteur:

- a) Etudes minéralogiques sur les minéraux d'uranium de la Montagne Mecsek;
- b) Formation de concrétions et faciès carbonatique dans le complexe psammitique de la Mecsek;
- c) Minéral chromifère secondaire et son rôle paragenétique dans le complexe permien uranifère de la Montagne Mecsek;
- d) Genèse et propriétés lithologiques de l'enrichissement de l'uranium dans la Montagne Mecsek.

Les recherches effectuées depuis lors et qui ont porté sur quelques détails de ces problèmes n'ont pas profondément modifié les idées préconisées par l'auteur concernant la constitution, les associations minérales et la genèse du gisement: cependant, leurs résultats lui ont permis d'élargir considérablement le cadre de l'image qu'on s'est fait de la genèse.

Pour venir au but de ces problèmes l'auteur a eu recours à des méthodes complexes. En l'exécution de celles-ci il a été assisté par le personnel du Laboratoire de l'Institut Hongrois de Géologie (Mme M. Földvári-Vogl, Mlle V. Tolnay, Mme A. Gráf), par le Dr. B. Jantsky, Chef de Département au Ministère, et par les géologues des Mines d'Uranium de Pécs, notamment par E. Upor, A. Barabás, Á. Grossz, J. Konda, J. Kelemen, I. Mikolai et K. Virágh.

I. Constitution minéralogique du gisement

Précédemment aux recherches qui vont être présentées ci-dessous, l'étude minéralogique des matières radioactives fut une «terre inconnue» dans ce pays. Ce fait à part, la complexité du problème exigeait une circonspection et des connaissances considérables: pour le résoudre, il s'imposait de mettre en oeuvre des méthodes complexes réunissant la lithologie, la minéralogie, la microchimie, la géochimie et des procédés analytiques aux rayons X. Les résultats obtenus au cours de nos travaux et les constatations en découlant ne furent considérés des «valeurs exactes» aptes à être publiées que si nous avons réussi à les vérifier et corroborer par les méthodes susmentionnées. C'est pourquoi on ne rencontrera pas dans la description qui suit de termes minéralogiques tels que curite, uranophane etc. dont on suppose la présence sans cependant la pouvoir prouver de façon satisfaisante. Il n'est pas exclu que ces minéraux ainsi que le minéral proche de la fourmariérite, mentionné dans la description qui suit, se révéleront des espèces nouvelles de minéral, mais la preuve conclusive n'en sera donnée que par les travaux du futur.

L'association minérale du gisement d'uranium de la Montagne Mecsek ne présente pas trop de variété. Une «zone d'oxydation» dont il est impossible de prouver l'existence de façon impeccable est caractérisée par un ensemble décidément pauvre de rares minéraux secondaires d'uranium.

Le minerai se compose d'un détritit primaire, sédimentaire et allotigène de minéraux d'uranium ainsi que d'oxydes et silicates précipités de solutions. Ces derniers se manifestent sous forme d'imprégnations, de disséminations, de taches ressemblant à des sceaux, d'incrustations de 1 à 7 mm d'épaisseur sur les plans de faille et de veinules fines rappelant des toiles d'araignée. L'exploitation minière les appelle «suies-d'uranium» ou pechblendes. Les minéraux d'uranium formés par précipitation l'étaient vraisemblablement à partir d'une solution uranifère qui entraînait dans le bassin sédimentaire simultanément avec le détritit mécanique: par la suite ils subirent une diagénèse due à l'action réductrice du milieu local. Cette gènes ne pourrait être dissociée de celle des oxydes et silicates d'uranium formés par la dissolution secondaire et par un certain remaniement des minéraux uranifères «primaires». Ces deux voies de formation (détritique et secondaire) se sont manifestées dans tous les deux champs minéralisés (champ NW et SE), bien que leurs produits diffèrent tant en quantité que d'autres points de vue. Le détritit mécanique se compose de grains soit anguleux, soit arrondis, de «galets», tout comme les constituants prépondérants quartz et feldspathiques de la roche psammitique, constituants qui révèlent souvent des traces de corrosion dues à un lessivage supergène. De tels changements de la constitution des grains, dus à une dissolution secondaire, se rencontrent non seulement sur les grains allotigènes de minerai d'uranium, mais aussi aux faces de quelques grains de feldspath ou parfois de quartz. Le minerai d'uranium primaire, détritit se compose de grains partiellement ou complètement arrondis, aux «auréoles» de néoprécipitation rappelant des nuages et se composant dans la plupart des cas d'un mélange d'oxydes et silicates d'uranium et de hydromicas secondaires.

L'abondance du débris mécanique uranifère décroît de façon substantielle du champ minéralisé NW vers celui du SE. Les évaluations statistiques sous

le microscope et les observations macroscopiques donnent un rapport de 4 à 1 environ entre les deux champs. Ce rapport est dû tant à la granulométrie des grains qu'à la vitesse décroissante du courant d'eau. Dans le champ NW on trouve par endroits des grains de la taille d'un fève; ceux rencontrés dans le champ SE sont plus petits d'au moins un ordre de grandeur. *Remarquons cependant qu'aujourd'hui la quantité du minerai d'uranium détritique (allotigène) est déjà fort réduite à cause du lessivage supergène, n'empêche que sa présence peut être prouvée de façon satisfaisante. Nous n'avons pas de points d'appui valables qui permettraient de déterminer la distribution originale, préalable aux processus secondaires, des minéraux allotigènes et précipités.* Dans le champ SE la formation de minéraux primaires par précipitation a dû être plus importante dès le début, et c'est probablement pourquoi ce champ est moins contigu, se composant de plusieurs gîtes et lentilles.

Les minéraux allotigènes et secondaires qui constituent le gisement d'uranium de la Montagne Mecsek se divisent en trois groupes

- a) minéraux d'uranium
- b) sulfures et sulfo-sels
- c) sels non uranifères

Les minéraux détritiques aussi bien que secondaires des deux premiers groupes sont liés les uns aux autres par leur génèse. Les minéraux du groupe «c» sont invariablement secondaires et, sauf pour une ou deux exceptions, sont liés étroitement aux minéraux d'uranium de génèse secondaire.

1. Minéraux d'uranium

a) Uraninite (UO_2)	constituant allotigène	
b) Variétés de pechblende (U_3O_8)	c. allotigène et secondaire	
c) Sodyyite (UO_2) ₅ (SiO_2) ₄ (OH) ₂ · 2 H ₂ O	constituant	secondaire
d) Coffinite $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4x}$	"	"
e) Liebigite $\text{Ca}_2(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	"	"
f) Métaliegite	"	"
g) Zippéite et uranopilite $2 \text{UO}_3\text{SO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ et $(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)(\text{OH})_{10} \cdot 12\text{HO}$	"	"
h) Autunite $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8 - 12 \text{H}_2\text{O}$	"	"
i) minéral urano-plombifère rappelant la fourmariérite	"	"
j) au moins deux produits différents de décomposition encroûtant la pechblende (curite? uranophane?); variétés jaunes de carbonates de Ca - Mg - U (swartzite, andersonite, clarkéite) produites par l'évaporation des solutions circulant dans les ouvrages miniers actuels	"	"
k) Saléeite (provenant de la minéralisation de Badacsonyörs)	"	"

2. Sulfures et sulfo-sels

A quelques exceptions près ces minéraux accompagnent les minéraux uranifères et se rencontrent, en développement allotigène aussi bien que secondaire, surtout dans les lentilles riches en uranium, mais parfois aussi indépendamment des minéraux uranifères.

a) Pyrite, bactériopyrite (FeS_2)	constituant secondaire
b) Galène (PbS)	constituant allotigène et secondaire
c) Chalcopyrite (CuFeS_2)	constituant secondaire
d) Blende (ZnS)	constituant allotigène et secondaire
e) Marcassite (FeS_2)	constituant secondaire
f) Bornite (Cu_2FeS_2)	constituant secondaire
g) Tennantite (CuSsS_{2-2})	constituant allotigène et secondaire
h) Covellite (CuS)	constituant secondaire
i) Nickélite (NiAs)	constituant allotigène
j) Cobaltite (CoAsS)	constituant allotigène
k) Malachite ($\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$)	constituant secondaire
l) Molybdénite (MoS_2)	constituant secondaire(?)
m) Pyrrhotite (FeS) — ?	?

L'énumération ci-dessus suit l'ordre d'abondance décroissante tel qu'il fut établi par les observations faites jusqu'à présent et qui peut se modifier par la suite de nouvelles découvertes.

3. Minéraux non-métalliques

- a) Hydromica chromifère
- b) Hydromica potassique proche de l'illite
- c) Hydromica à manganèse (mélange de MnO_2 et d'un hydromica potassique)
- d) Radiobarytine (BaSO_4)
- e) Quartz enfumé (SiO_2)
- f) Dolomie ($\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$, Dolomie ferrifère proche de l'ankérite et dolomie manganésifère. Sidérite (FeCO_3)
- g) Calcite (CaCO_3) et manganocalcite
- h) Gypse ($\text{CaSO}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$).

Parmi les minéraux de gangue ce sont les hydromicas à Cr et à K qui sont les plus abondants et qui jouent un rôle décisif dans la formation des minéraux secondaires de l'uranium. *La radiobarytine, le quartz enfumé et certaines variétés de carbonate sont considérées des produits de solutions ascendantes.*

a) *Minéraux d'uranium**Uraninite (UO₂) et Pechblende (U₃O₈)*

Il est bien connu que ces deux minéraux présentent des habitus et des compositions fort variées suivant leur provenance. D'une manière générale on rencontre trois modifications faciles à distinguer même à l'oeil nu :

- a) uraninite cristalline ayant une densité de 10,96,
- b) pechblende sphérolitique, réniforme, collomorphe à densité entre 7,31 et 8,39,
- c) une poudre noir de jais, appelée suie d'urane («Parapechblende»).

Sur ces trois variétés, la première (l'uraninite) est représentée à la Montagne Mecsek par un peu de détritit allotigène, tandis que les autres deux se rencontrent le plus souvent en développement secondaire, sous forme de croûtes massives, de veinules, disséminations poudreuses et imprégnations. Toutes ces variétés seront réunies dorénavant sous le terme de pechblende.

L'uraninite noir jais, d'aspect noduleux ou détritit, est plus abondant dans le champ NW que dans le champ SE. Sa surface porte normalement une incrustation brun noirâtre ressemblant à une espèce de membrane. Sous le microscope métallographique elle présente une réflexion grise à teinte brunâtre et des réflexions internes brun foncé; la teinte de ces dernières est plus clair que celle de la magnétite. Cette méthode ne permet pas de la distinguer de la pechblende. Cette dernière est moins dure que l'uraninite, grâce à des tissures quelle forme avec des micas secondaires: sa densité est aussi plus réduite, sa teinte un gris plus clair. Des réactions microchimiques révèlent l'uraninite moins plombifère que n'est la pechblende. On distingue les deux minéraux par l'analyse chimique ou en déterminant les constants de la maille par l'évaluation de diagrammes de rayons X (Planches I, 1-2-3-4 et II, 5-6).

En première approximation l'auteur a accepté comme base de différenciation les divergences des valeurs $d(\text{Å})$ entre les deux modifications, et cela en comparaison avec la CeO₂ de structure analogue et avec l'UO₂ synthétique et naturelle, comme suit :

Tableau I.

1.		2.		3.		4.		5.		6.	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
tf	3.11	70	3.11	100	3.11	tf	3.12	tf	3.13	100	3.14
m	2.70	60	2.70	30	2.69	f	2.73	m	2.72	50	2.73
tf	1.92	100	1.92	80	1.90	f	1.92	f	1.92	80	1.926
tf	1.63	100	1.63	60	1.62	f	1.63	tf	1.64	90	1.645
m	1.57	20	1.56	10	1.55	fa	1.57	fa	1.57	40	1.574
fa	1.36	20	1.36	10	1.35	fa	1.35	fa	1.35	30	1.365
f	1.25	50	1.25	30	1.24	f	1.24	m	1.25	60	1.251
f	1.22	50	1.21	20	1.21	fa	1.21	m	1.21	60	1.220
f	1.11	50	1.11	20	1.10			m	1.11	60	1.115
f	1.05	40	1.04	20	1.04			m	1.05	70	1.05

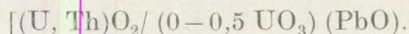
- 1 Uraninite, UO_2 — champ minéralisé NW
2. Uraninite, ASTM
- 3 CeO_2 synthétique (Cl. Frondel)
4. Uraninite, UO_2 — champ minéralisé SE
- 5 Uraninite, UO_2 — champ NW, niveau de roulage
- 6 Uraninite, UO_2 synthétique (Cl. Frondel)

Ici et dans les tableaux suivants la gamme des intensités est indiquée par les symboles ci-dessous:

tf	=	très fort
f	=	fort
m	=	moyen
fa	=	faible
tfa	=	très faible
exfa	=	extrêmement faible
r	=	diffuse

D'après l'évaluation des diagrammes de rayons X les modifications secondaires de l'oxyde d'uranium qui accompagnent les variétés pures d' UO_2 appartiennent dans tous les deux champs aux variétés caractérisées par un remplacement partiel de l' U^{4+} par U^{6+} et Th^{4+} et par une certaine teneur en PbO . *Par conséquent, c'est surtout sous forme de pechblende et de «suie d'urane» que se manifestent les oxydes d'uranium dans lesquelles prépondère l'uranium hexavalent suivant la formule U_3O_8 .* Pour ce qui est de l'explication du phénomène, nous y reviendrons plus loin.

En confrontant ses résultats avec les données rencontrées dans la littérature, l'auteur a trouvé que la formule exprimant le mieux la composition des oxydes d'uranium secondaires, très rarement purs et enchevêtrés dans tous les deux champs minéralisés avec des micas secondaires, est



Les teneurs en UO_3 furent déterminées par analyse chimique [L. Stocker — KFKI (Institut central de recherches en physique, Budapest) et J. Dunay — (Institut de recherches de l'Industrie Métallique, Budapest)], celles en thorium par spectrographie (I. Kubovics), celles en plomb par réactions microchimiques. Les données les plus importantes des diagrammes à rayons X sont énumérées en Tableau II.

- 1 Pechblende, croûte noire à éclat gras
- 2 Pechblende, disséminations poudreuses vert noirâtre (suie d'urane)
3. Pechblende à agrégats de PbS prélevé sur un tronc d'arbre silicifié et carbonisé
4. Pechblende — ciment noir entre grains de quartz
- 5 Pechblende — de minuscules nodules noirs
6. Pechblende — impressions noires ressemblant à des sceaux.

Toutes les deux variétés (allotigène et secondaire) d'oxyde d'uranium sont souvent accompagnées de pyrite. Elles sont fréquemment encroûtées par la pyrite ou s'alternent rythmiquement avec elle. Très souvent elles contiennent de la galène, sous forme d'inclusions de cristaux idiomorphes, de configurations

Tableau II.

1.		2.		3.		4.		5.		6.	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m	3.116	f	3.096	f	3.109	tf	3.109	tf	3.121	tf	3.121
f	2.704	m	2.692	m	2.698	m	2.704	ke	2.709	tf-f	2.704
m(r)	1.920	f	1.911	m(rf)	1.916	f	1.922	f	1.917	f	1.915
tf	1.631	f(r)	1.629	f	1.631	m	1.648	tf	1.639	f	1.635
tfa	1.568	tfa	1.565	fa	1.566	fa	1.561	m-fa	1.568	fa	1.561
m	1.512	—	—	tfa	1.485	fa-m	1.504	fa	1.503	tfa	1.498
—	—	tfa	1.360	m	1.359	m	1.364	fa	1.360	tfa	1.346
—	—	fa	1.246	m	1.241	m	1.241	m	1.245	—	—
—	—	fa(r)	1.215	—	— ?	—	—	m	1.210	—	—
—	—	fa	1.156	—	— ?	—	—	m	1.118	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

lobées et de disséminations fines. Dans deux cas, l'auteur a réussi à prouver la présence de cobaltite et de nickélite

Le fait qu'on a décelé les variétés susmentionnées d'oxyde d'uranium ne signifie cependant pas que ce sont les seules à constituer le minerai d'uranium de la Montagne Mecsek. La littérature connaît jusqu'à 22 phases U—O dont 13 sont bien définies. Entre UO_2 et U_3O_8 , maintes transitions sont possibles dépendant du degré auquel U^{4+} est substitué par U^{6+} , Th^{4+} ou terres rares. Il est bien connu que le composé UO_2 cristallise dans une maille du type AB_2 — fluorite — et que UO_3 est supposé orthorhombique. Le rapport moléculaire UO_2/UO_3 change au fur et à mesure que se modifie le degré d'oxydation: la maille cubique de la fluorite se déforme graduellement et se transforme en fin de compte en une modification orthorhombique, puis hexagonale à la formule U_3O_8 .

Le chauffage de l'uraninite entre 450 et 900 degrés C. dans un courant d'azote, procédé qui a pour résultat une «détrempe» du minéral, réduit les dimensions de la maille. Les réflexions de base calculées suivant la règle de Vegard indiquent que cette réduction est due à un certain réarrangement des atomes d'oxygène de l'uraninite qui sont, à ce qu'on suppose, dans un état partiellement désordonné en présence de thorium et de terres rares. Pour des taux élevés de thorium et de terres rares ce désordonnement peut atteindre un degré remarquable, étant dû d'après les observations au bombardement par des particules α , et dont la valeur-limite est déterminée par le rapport $ThO_2:RO$ (R représentant les terres rares)

D'après les investigations de R. Berman l'uranium tétravalent des uraninites provenant des pegmatites est substitué à un degré plus élevé que dans l' UO_2 artificiel produit à des températures pegmatitiques. Ceci pourrait être dû à la circonstance que dans le minéral l'uranium tétravalent est remplacé en dehors de l'uranium hexavalent aussi par du plomb radiogène, ce qui ne pourrait encore obtenir pour les produits de laboratoire.

La „pechblende” se formant dans les faciès hydrothermale et sédimentaire n'est décrite par la formule U_3O_8 qu'en une approximation fort grossière, car l' UO_3 dû à l'oxydation de l'uranium peut entrer en quantités diverses dans la

maille cubique de UO_2 . Il en découle que la stabilité de la phase U_3O_8 doit être limitée et qu'elle ne pourrait se conserver longtemps dans des conditions naturelles.

β) Soddyite - $(\text{UO}_3)_5 \cdot (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Dans les deux champs minéralisés, celui du NW aussi bien que du SE, abondent des impressions rappelant des sceaux ou parfois des fragments de schiste argileux, de couleur noir jais, vert noirâtre et jaunâtre. D'après les observations microscopiques elles sont pour la plupart inhomogènes, se composant d'éléments fibreux-filiformes à transparence vert grisâtre. Sous une illumination forte on observe en lame mince que l'intérieur de ces éléments est tacheté

Tableau III.

Soddyite - Champ N Groupe principal de gisements, Niveau de roulage		Soddyite - Champ N dans grés vert prélevé de la halde		Soddyite - Champ S Groupe principal de gisements, Lentille inférieure No II.		Soddyite - Ruggle Pegmatite Crafton Center	
I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)
?	?	?	?	?	?	8	6.24
-	-	fa	4.81 ?	tfa	4.70	3	4.71
m	4.47	f	4.48	-	- ?	9	4.48
tf(r)	3.33	tf(r)	3.32	tf	3.32	10	3.32
-	-	-	-	-	-	2	3.22
fa	2.96	exfa	2.95	tfa	2.97	3	2.95
-	-	-	-	-	-	2	2.75
m-f	2.70	m	2.71	m	2.70	7	2.69
f(r)	2.46	m	2.47	fa(r)	2.46	6	2.47
fa(r)	2.39	fa(r)	2.39	-	-	1	2.39
-	-	-	-	-	-	2	2.32
fa	2.25	tfa	2.25	fa	2.26	2	2.26
-	-	tfa	2.19	-	-	1	2.18
-	-	-	-	fa	2.09	4	2.09
-	-	fa(r)	1.98	tfa	1.97	4	1.975
m	1.92	fa	1.91	-	-	4	1.908
-	-	-	-	-	-	5	1.855
fa(r)	1.82	fa(r)	1.82	fa-m	1.82	1	1.823
-	-	-	-	-	-	2	1.772
-	-	-	-	-	-	1	1.731
fa	1.69	fa(r)	1.70	fa	1.69	3	1.699
m	1.66	fa(m)	1.66	tfa	1.67	4	1.664
m	1.64	m	1.64	-	-	4	1.641
-	-	-	-	-	-	2	1.601
tfa	1.55	fa	1.55	fa	1.55	1	1.551
-	-	-	-	-	-	3	1.523
-	-	-	-	-	-	1	1.503
tfa	1.46	tfa	1.46	-	-	1	1.463
-	-	-	-	tfa	1.41	3	1.406
tfa	1.37	-	-	fa	1.37	1	1.374
-	-	-	-	fa	1.29	1	1.289
-	-	-	-	fa	1.26	3	1.268
-	-	-	-	fa	-	1	1.220
-	-	-	-	tfa	1.14	3	1.148

par des agrégats opaques ressemblant à un pigment. D'après les études au microscope métallographique et aux rayons X (pour les résultats de ces dernières voir Tableau III.), ce pigment se compose de pechblende. L'auteur n'a trouvé de cristal indépendant de soddyite que dans un seul cas (Planche II, Fig 7). La soddyite se présente normalement sous forme d'incrustations sur pechblende, en cristaux à terminaisons bipyramidales, mais c'est les enchevêtrements orientés entre mica chromifère et soddyite qui sont les plus fréquents. Les fibres et écailles minces et translucides sont légèrement pléochroïques; les fibres ont un caractère optique négatif suivant leur longue axe. Le minéral ne possède pas de fluorescence sous la lumière ultra-violette. Chauffé dans l'acide hydrochlorique (HCl) il se dissout tandis que se précipite un gel de silice. Son index de réfraction est de l'ordre de $n = 1.67$. Les données des diagrammes de rayons X de la soddyite sont présentées en Tableau III.

γ) Coffinite — $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$

L'auteur l'a décelé dans un seul cas dans le champ de minéralisation NW où elle se présentait sous forme d'une *incrustation veloutée noire à teinte brune*. Elle s'est formée par la suite de processus secondaires: compte tenu des conditions de migration locales, elle est probablement plus abondant qu'on ne l'ait démontrée jusqu'ici. Son aspect extérieur rappelle à un certain degré les variétés noires de la «*pechblende*» («*suite d'uran*») et de la *soddyite en taches*. La coffinite, étudiée dans tous les détails dans le complexe minéralisé du Colorado, est noire à éclat adamantin et se forme normalement dans un milieu organique — lignitique — en compagnie de minéraux d'uranium contenant de V^{3+} et de la pechblende. Sous sa forme la plus abondante elle est brun foncé ou clair avec de nombreuses inclusions opaques. Sous le microscope on le voit inhomogène: a) *les grains fins*, à faible biréfringence, ressemblent un peu aux minéraux argileux; b) *les grains brun clair ou brun noirâtre se révèlent isotropes*.

Tableau IV.

Coffinite - Champ du N		Coffinite, Mesa County - Colo. L.R. Stieff — T.W. Stern — A.M. Sherwood	
I.	d(Å)	I.	d(Å)
m	4.65	m	4.66
m	3.47	f	3.47
tfa	2.78	fa	2.78
m	2.63	m	2.64
fa - m	2.46	fa	2.46
m - fa(r)	2.18	fa	2.18
m - fa	1.98	fa - m	2.01
-	-	fa	1.841
f	1.803	m	1.801
tfa(r)	1.739	fa	1.737
-	-	tfa	1.629
fa	1.559	tfa	1.556
-	-	exfa	1.451
fa	1.436	tfa	1.435

L'intérieur de quelques grains de coffinite est tachetée par des îlots de retrait d'aspect colloïdal (Planche II, Fig. 8.).

Sous le microscope métallographique, la coffinite présente un aspect légèrement vitreux, veiné, à phénomènes de réflexion rappelant l'uraninite.

L'analyse microchimique a révélé la présence de vanadium et d'une quantité minuscule de plomb à côté de l'uranium.

Les données du diagramme de rayons X de la coffinite sont présentées en Tableau IV.

δ) *Liebigite* — $\text{Ca}_2(\text{UO}_3)(\text{CO}_3)_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$

Ce minéral est beaucoup plus abondant dans le groupe principal de gisements du champ NW que dans le champ SE. Il se rencontre le plus souvent dans les lentilles riches en uranium, sur la «pechblende», sous forme de dendrites à couleur vert herbe à éclat de verre, visibles à peine à l'oeil nu; cependant, des agrégats disséminés de cristaux se rencontrent aussi par endroits. (Planche III, Fig. 9) En lumière ultra-violette le minéral possède une forte luminescence verte. C'est grâce à cette méthode qu'on a pu se rendre compte de son abondance dans le champ NW. Sous le microscope on observe de minuscules plaques au clivage suivant (100) (Planche III, Fig. 10.). L'index de réfraction est de l'ordre de 1,50. L'axe optique est presque perpendiculaire aux plaques, le caractère optique est positif. Le pléochroïsme est jaune à vert, à peine perceptible. Dans le HCl normal elle se dissout à la température ambiante en faisant effervescence, sous échappement de CO_2 . Chauffée, elle perd de l'eau et se réduit à un globule

Tableau VI.

1.		2.		1.		2	
Liebigite - Champ N Lentille No 218/a		Liebigite - Jachymov HT. Evans. Cl. Frondel		Liebigite - Champ N, Lentille No 218/a		Liebigite - Jachymov HT. Evans. Cl. Frondel	
I.	d(A)	I.	d(A)	I.	d(A)	I.	d(A)
tf	6.82	9	6.81	m	2.17	4	2.18
tfa	6.07	2	6.07	tfa	2.11	2	2.12
tf	5.37	10	5.37	—	—	5	2.01
tfa	4.99	1	4.98	fa	1.92	2	1.929
m	4.55	6	4.55	tfa	1.84	1	1.852
m(r)	4.08	5	4.10	m	1.72	4	1.731
—	—	1	3.93	tfa	1.67	2	1.684
tfa	3.79	2	3.79	tfa	1.57	2	1.575
tfa	3.59	4	3.60	tfa	1.54	1	1.547
m	3.36	7	3.35	—	—	—	—
f	3.17	8	3.16	tfa	1.48	2	1.497
tfa	3.01	2	3.04	—	—	—	—
tfa	2.82	2	2.85	tfa	1.45	1	1.451
—	—	2	2.75	—	—	1	1.423
f	2.58	4	2.59	—	—	1	1.402
fa	2.46	3	2.47	tfa	1.37	—	—
—	—	3	2.32	tfa	1.32	1	1.321
fa	2.29	3	2.28	tfa	1.29	2	1.301

noir fondu. Des réactions microchimiques ont décelé sa présence dans la liebigite de Ca, U, CO₂ et H₂O

Les raies du diagramme de rayons X de la liebigite de la Montagne Mecsek sont énumérées en Tableau V.

ε) *Métalieberigite sp. n.?*

Elle se rencontre dans le champ minéralisé NW où elle forme des efflorescences vert bleuâtre. C'est aux mêmes endroits que la liebigite fut retrouvée. En aspect et couleur, la métalieberigite ressemble en maints rapports à la liebigite : en lumière ultra-violette elle possède une luminescence vert bleuâtre. L'inspection microscopique révèle l'abondance de cristaux filiformes ayant parfois des faces courbes dues à une facilité extraordinaire de translation. Ces cristaux présentent parfois des terminaisons caractéristiques. Le caractère optique est positif dans le sens des minces plaques de translation : l'extinction est oblique par rapport à cette direction, et ceci à un angle de 30 degrés. Le minéral est biaxe positif, la valeur de 2V est moyenne. L'une des binormales est presque perpendiculaire aux faces de clivage. Dans sa composition chimique figurent la chaux, le magnésium et l'uranium, ainsi que des traces de SO₄⁻. Par élévation de température le minéral ne se dissout que peu dans l'eau distillée.

D'après son comportement optique, le minéral est vraisemblablement monoclinique et doit appartenir à une classe manquant de centre de symétrie puisque ses cristaux sont piézoélectriques.

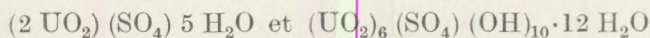
Sa composition chimique, son comportement optique et le fait qu'elle se dissout dans l'eau excluent qu'elle soit identique à la liebigite.

Un diagramme de rayons X pris sur un matériel soigneusement trié ne cadre avec aucun minéral décrit dans la littérature; par conséquent, nous considérons notre minéral comme une nouvelle espèce et le désignons de façon préliminaire par le nom de métalieberigite bien qu'il s'agisse d'une espèce spéciale locale (mecsekienne) (Planche III, Fig 11)

Tableau VII.

Métalieberigite (?) Champ minéralisé du NO							
Int.	d (hkl)	Int.	d (hkl)	Int.	d (hkl)	Int.	d (hkl)
t _f	10.67	t _{fa}	3.34	t _{fa}	1.957	t _{fa}	1.524
t _f	8.35	fa	3.21	t _{fa}	1.922	t _{fa}	1.481
fa	7.41	fa	3.05	ex _{fa}	1.865	t _{fa}	1.434
f	6.70	t _{fa}	2.96	fa	1.835	t _{fa}	1.421
ex _{fa}	6.16	fa	2.88	fa	1.801	t _{fa}	1.352
m	5.62	fa	2.82	t _{fa}	1.774	t _{fa}	1.319
m	5.05	m	2.69	t _{fa}	1.750	t _{fa}	1.299
t _{fa}	4.66	t _{fa}	2.62	t _{fa}	1.731	t _{fa}	1.278
fa	4.43	t _{fa}	2.53	fa	1.692	t _{fa}	1.261
m	4.17	m	2.49	t _{fa}	1.660	t _{fa}	1.230
t _{fa}	4.00	fa	2.38	t _{fa}	1.623	t _{fa}	1.183
m	3.93	t _{fa}	2.29	t _{fa}	1.600	t _{fa}	1.155
t _{fa}	3.49	fa - m	2.15	ex _{fa}	1.569	t _{fa}	1.148
		fa	2.09				

z) *Zippéite et uranopilite*



Nodules et efflorescences jaune citron qui se bornent presque exclusivement au champ SE. Elles se trouvent normalement dans des lentilles et filets enrichis en oxydes d'uranium, en compagnie de gypse et moins souvent de calcite, aux endroits où les venues d'eau dans la mine ont un taux de sulfate passablement élevé. D'après nos observations, les lentilles en question sont les plus riches en pyrite; elles sont encaissées dans un grès passant à une couleur rouge due à l'acide sulfurique produit par l'oxydation de la pyrite. (Planche III, Fig. 12. et IV, Fig. 13.) En lumière ultra-violette le minéral manifeste une luminescence vert jaunâtre ressemblant à celle de l'autunite. (Planche IV, Fig. 14.) Son étude au microscope doit s'effectuer à l'état fraîche et sous un enduit de baume de Canada, car il perd de l'eau dans un jour ou deux et devient amorphe en brunissant. D'après les observations de l'auteur, la zippéite et l'uranopilite forment des lattes épaisses de 3 à 4, rarement 15 microns, longues de 160 microns au plus, manifestant deux types d'habitus: a) les unes sont des cristaux monocliniques à caractère positif dans le sens de l'allongement, et délimités surtout par des pinacoïdes, par rapport auxquelles l'extinction est oblique sauf dans l'orthozone; b) pour les autres, les pinacoïdes (001) sont perpendiculaires aux faces allongées (100) et (010); leur extinction est droit partout, leur caractère négatif. Ces deux habitus indiquent la présence, et de l'uranopilite, et de la zippéite. Le diagramme de rayons X donne les raies, parfois coïncidentes, de tous les deux minéraux. L'observation au microscope révèle la prépondérance de la modification monoclinique, c'est-à-dire de l'uranopilite; cependant, les valeurs $d(\text{Å})$ de la zippéite sont plus nombreuses parmi les raies des diagrammes de rayons X, peut-être parce que la zippéite est plus stable que l'autre. Il est à noter que la préparation poudreuse brunit sous les rayons X et se transforme en une masse isotropique. D'après les données qu'on rencontre dans la littérature (Novaček 1935, Larsen 1921, Chervet - Branche), la zippéite peut être orthorhombique tout aussi bien que monoclinique tandis que les cristaux de l'uranopilite sont plus vraisemblablement tricliniques que monocliniques. D'après les observations faites par l'auteur au microscope, leurs habitus et les divergences de leurs caractères optiques suggèrent que la zippéite soit orthorhombique et l'uranopilite, monoclinique. Par conséquent, la présence de toutes les deux variétés est probable, et la méta-uranopilite reconnue par Novaček est vraisemblablement aussi représentée. D'une solution sulfatée, c'est l'uranopilite qui se précipite d'abord: elle se transforme en zippéite en perdant de l'eau. La zippéite ne peut se former que dans un milieu anhydre, en dessus du niveau phréatique du moment. Elle possède une fluorescence très faible à l'ombre de la lumière ultra-violette, tandis qu'elle émet une brillance jaune vif sous la lumière d'une ampoule de quartz à vapeur de mercure. Son index de réfraction varie entre 1.60 et 1.72. Elle se dissout dans les acides dilués. Des réactions microchimiques ont prouvé des teneurs en U, Ca, Fe (SO₄). La chaux et le fer peuvent être des contaminations tout aussi bien que des produits de lessivage de calcite et de gypse.

Tableau VIII/a

Zippéite et uranopilite Champ Sud Niveau I.		Zippéite, Jachymov Cl. Frondel		Zippéite et uranopilite Champ Sud Niveau I.		Zippéite, Jachymov Cl. Frondel	
Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)	Int.	d(Å)
?	?	—	—	m	2.66	5	2.65
f	8.64	4	8.65	fa	2.56	—	—
tf	7.09	10	7.06	—	—	5	2.47
—	—	2	6.45	tfa	2.34	2	2.34
fa	5.43	4	5.44	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	fa	2.20	2	2.21
m	4.26	5	4.27	—	—	2	2.14
—	—	—	—	—	—	5	2.09
fa	3.86	3	3.88	fa	2.05	6	2.05
m	3.64	4	3.63	—	—	—	—
—	—	8	3.51	m	1.94	6	1.935
fa	3.26	—	—	—	—	2	1.876
m	3.13	9	3.12	—	—	2	1.856
m-fa	2.89	6	2.86	m	1.816	5	1.816
—	—	—	—	fa	1.745	6	1.745
—	—	2	2.71				

Tableau VIII/b

Zippéite - Champ Sud, Niveau II.		Zippéite - Jachymov Cl. Frondel (1952)		Zippéite - Champ Sud, Niveau II.		Zippéite - Jachymov Cl. Frondel (1952)	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m(r)	8.66	4	8.65	m	2.05	5	2.05
tf	6.99	10	7.06	m	1.936	6	1.935
—	—	2	6.45	tfa	1.880	2	1.876
fa	5.43	4	5.44	tfa	1.818	2	1.856
m	4.26	5	4.27	fa	1.753	5	1.816
—	—	3	3.88	tfa	1.687	6	1.745
m	3.65	4	3.63	—	—	1	1.694
m	3.50	8	3.51	—	—	1	1.666
m	3.13	9	3.12	—	—	1	1.632
m	2.87	6	2.86	m	1.594	5	1.598
fa	2.68	2	2.71	—	—	2	1.563
m	2.64	5	2.65	tfa	1.512	2	1.519
m	2.47	5	2.47	—	—	1	1.494
—	—	2	2.34	—	—	2	1.458
—	—	4	2.21	—	—	4	1.424
—	—	3	2.14	tfa	1.391	1	1.396
tfa(r)	2.08	2	2.09				

λ) *Autunite*, $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8-12 \text{H}_2\text{O}$

Ses minuscules plaquettes jaune citron micacées ne furent rencontrées jusqu'ici que dans le champ minéralisé SE. En lame mince on observe des plaquettes carrées de 250 à 300 microns de côté, à clivage prononcé (001).

Le caractère optique est positif, l'index de réfraction égale à 1.604, la biréfringence moyenne. Les réactions microchimiques ont démontré Ca, U, P et eau de cristallisation (Planche IV, Fig 15.).

o) Incrustations jaune citron

On rencontre dans tous les deux champs minéralisés des enduits jaune citron et oranges: ils sont légèrement plus abondants dans le champ SE. Au microscope on en distingue deux variétés:

a) écailles jaune citron qui manifestent de la polarisation en agrégat,
b) fragments vert bouteille à l'aspect vitreux. Toutes les deux se rencontrent en compagnie de minéraux non uranifères (gypse, calcite, dolomie), surtout dans les lentilles les plus oxydées à teinte rougeâtre. Sur une quantité fort réduite d'échantillon l'auteur a réussi à démontrer jusqu'à présent Pb, U, V. Chauffées, ces substances perdent de l'eau et brunissent ou noircissent tandis que se dégage un sublimat d'oxyde de plomb. A l'aide du liquide de Thoulet on arrive à en séparer deux fractions: la fraction légère se compose des constituants jaune citron, la fraction lourde des fragments vert bouteille. Les limites nous imposées par la pénurie de matériel à étudier ne nous ont pas permis d'études plus poussées sauf pour la prise d'un diagramme de rayons X. Ce dernier indique qu'il s'agit vraisemblablement d'au moins deux minéraux uranifères distincts, mais la présence d'une nouvelle espèce n'est pas exclue non plus. Toutes les deux fractions donnent les raies principales de la pechblende, mais de nombreuses autres raies suggèrent aussi la fourmariérite. Toutefois, la couleur, l'habitus et le comportement optique du minéral ne cadrent pas avec ceux de ces deux minéraux, circonstance qui nous oblige de continuer l'étude de ces substances.

La roche psammitique minéralisée est saturée dans tous les deux champs de mine par une solution uranifère et l'eau circulant dans les galeries contient, à part sa teneur en Ca, Mg et hydrocarbonates, aussi des ions de sulfate. D'après les analyses, cette solution peut contenir jusqu'à plusieurs milligrammes d'uranium par litre. Il s'imposait donc du point de vue de la science aussi bien que de l'exploitation d'expliquer la façon dont se dissout et se déplace l'uranium dans ces solutions.

En trempant pendant plusieurs jours 20 grammes de minerai dans 500 cm³ d'eau distillée, l'auteur a pu déterminer l'augmentation dans le temps de la teneur en uranium de la solution. En évaporant cette dernière (à 90 à 100 degrés C. environ) il a obtenu un enduit poudreux jaune citron, jaune et jaune brunâtre tandis que se sont formés des cristaux non uranifères ressemblant au sel gemme dont calcite, trona (soude), gypse et autres cristaux non encore définis.

En séparant le résidu d'évaporation en deux fractions par du bromoforme, l'auteur a réussi à concentrer les sels uranifères dans l'une des fractions, avec toutefois une partie de la calcite. Par la suite, il a séparé sous le microscope les composants jaunes de ceux incolores, non uranifères, et en a déterminé les composants chimiques les plus abondants par des réactions microchimiques. La substance contient à côté de l'eau de cristallisation Mg, Ca, Na, Pb (CO₂) et des traces de (SO₄) ainsi qu'une quantité d'uranium. Elle ne manifeste de luminescence qu'après irradiation prolongée par lumière ultra-violette;

même alors, cependant, sa luminescence est peu caractéristique. Son indice de réfraction est voisin de celui du baume de Canada, mais on observe aussi des parties plus réfringentes. Au microscope, la substance se révèle inhomogène.

Tableau IX.

Diagramme de rayons X de la poudre jaune, produit d'évaporation (fraction lourde)

Poudre jaune, Swartzite - clarkéite, Champ du S		Clarkéite - Spruce Mine Gruner (1954), Cl. Frondel (1956)		Swartzite Utah, Hillside mine; Axelrod - Grimaldi (1951)	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
tfa	10.93	1	10.98	—	—
fa	8.75	1	8.33	10	8.76
m	7.28	—	—	9	7.31
m	6.36	2	6.70	5	6.37
m	5.78	8	5.77	1	5.83
f	5.47	—	—	10	5.50
—	—	—	—	1	5.13
m	4.80	—	—	8	4.82
—	—	—	—	2	4.62
fa	4.07	4	4.09	2	4.37
—	—	—	—	2	3.85
m	3.65	—	—	7	3.66
—	—	—	—	5	3.53
f	3.35	9	3.34	1	3.39
—	—	—	—	1	3.31
—	—	—	—	1	3.25
f	3.17	10	3.17	7	3.19
—	—	—	—	2	3.11
tfa	3.03	—	—	1	3.04
m	2.91	3	2.92	8	2.91
fa	2.82	—	—	2	2.82
fa	2.69	5	2.69	5	2.28
tfa (r)	2.40	3	2.45	3	2.23
tfa	2.27	—	—	2	2.19
tfa	2.10	—	—	2	2.10
m	2.04	2-1	2.06-2.03	8	2.06
m	1.97	7	1.968	5	1.817
m (r)	1.86	6	1.863	8	1.707
tfa	1.805	—	—	2	1.375
tfa	1.698	2	1.697	2	1.268
fa	1.632	5	1.636	3	1.217
tfa	1.588	2	1.589	2	0.962
tfa	1.540	1	5.537	—	—
tfa	1.420	1	1.416	—	—
tfa	1.385	1	1.389	—	—
—	—	2	1.351	—	—
fa	1.279	4	1.278	—	—
tfa	1.240	2	1.239	—	—
tfa	1.224	1	1.224	—	—
tfa	1.818	1	1.182	—	—
tfa	1.156	1	1.152	—	—
tfa	1.147	1	1.140	—	—
tfa	1.121	2	1.118	—	—
tfa	1.064	2	1.064	—	—
tfa	1.043	2	1.044	—	—

Après qu'on ait décidé qu'il s'agit d'un carbonate d'uranium, ainsi que ce fut prouvé grosso modo par les résultats chimiques, il a fallu mettre en oeuvre les rayons X afin d'en déterminer la nature exacte. L'évaluation du diagramme a révélé que la poudre jaune, produit d'évaporation, se compose principalement de deux minéraux, swartzite et andersonite, accompagnés par de la clarkéite. C'est la clarkéite qui est plus réfringent que la swartzite. Pour le moment nous ne sommes pas encore en mesure de séparer ces minéraux.

D'après les études dont on vient de parler, la migration de l'uranium a lieu surtout sous forme de carbonate calcique et magnésien, correspondant aux minéraux swartzite et andersonite. La clarkéite se forme probablement au cours de l'évaporation mais il n'est pas exclu que le plomb fréquemment démontré dans les efflorescences y soit présent sous forme de clarkéite. La présence de la swartzite ne résoud pas de façon inéquivoque le problème de la mobilisation de l'uranium, parce que la littérature connaît de nombreux carbonates de Mg - U facilement solubles dans l'eau et dont la formation ne serait rien d'étonnant dans les conditions qui règnent dans la Montagne Mecsek.

L'évaporation de la solution à une température inférieure aurait sans doute mené à la précipitation d'autres modifications du carbonate complexe (Mg, Ca), Na, U

q) Andersonite $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ et

Clarkéite $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Pb})_2\text{U}_2\text{O}_7 \cdot n \text{H}_2\text{O}$

Au microscope on observe que ces deux minéraux de couleur semblable mais de réfraction inégale se comportent de façon différente dans les acides dilués. L'une se dissout en faisant effervescence sous échappement de CO_2 , tandis que la dissolution de l'autre est beaucoup plus lente. Pour le moment il nous paraît fort difficile de distinguer ces deux minéraux avant leur dissolution. L'analyse chimique fut empêchée assez longtemps par la présence constante de plomb et d'éléments dérangeant les réactions tels que Ca, Mg, Na. Jusqu'ici, la littérature n'a pas fait mention de minéral carbonaté contenant et l'uranium et le plomb: par conséquent, il était indiqué de supposer la présence d'au moins deux minéraux distincts. L'auteur a donc préparé le diagramme de poudre d'un échantillon d'environ 0.1 mg, soigneusement trié sous le microscope. Au cours de la pulvérisation, l'échantillon est devenu pâteuse et perdait d'eau. Le diagramme se compose de peu de raies, toutes floues et faibles ce qui peut être dû soit à la quantité minuscule de l'échantillon, soit à l'effet isotropisant des rayons X. Toutefois, pour des quantités aussi réduites de matériel on ne peut se passer des rayons X, les seuls à donner des points d'appui. On peut donc dire que la distinction des deux minéraux n'est actuellement pas encore possible.

L'andersonite, $(\text{Na}_2\text{Ca})(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$ est un minéral qui entre de façon plausible dans la chaîne des phénomènes de migration de l'uranium. Elle se dissout dans l'eau aussi facilement que la swartzite ou la bayleyite et de ce fait se forme exclusivement là où les solutions uranifères, contraintes à la stagnation, commencent à s'évaporer graduellement.

Tableau X.

Incrustations jaune clair, vert clair, Champ du N, 1959		Andersonite - Arizona Axelrod - Grimaldi etc. 1951		Clarkéite - Spruce mine, Gruner (1954), Frondel (1956)	
I.	d/Å	I.	e/Å	I.	d/Å
m - r	10,88 - 12.64	10	13.0	1	10.98
-	?	3	9.51	1	8.33
m	7.96	10	7.97	2	6.70
-	?	2	6.56	8	5.77
m	5.67	10	5.68	4	4.09
m	5.23	10	5.22	9	3.34
m	4.35	6	4.35	10	3.17
fa	4.18	6	4.19	3	2.92
tfa	4.01	4	4.04	5	2.69
-	-	3	3.82	4	2.61
m	3.71	8	3.71	3	2.45
-	-	2	3.49	2	2.06
m - fa	3.33	2	3.34	1	2.03
fa	3.17	5	3.15	7	1.968
fa	3.02	7	3.00	6	1.863
tfa	2.77	6	2.79	5	1.764
fa	2.69	5	2.45	2	1.697
exfa	2.38	5	2.39	3	1.676
exfa	1.99	4	2.36	5	1.636
exfa	1.94	7	2.21	2	1.589
tfa	1.89	4	2.04	2	1.564
tfa	1.76	4	2.01	1	1.537
exfa	1.74	4	1.977	1	1.416
?	?	4	1.957	1	1.389
?	?	4	1.933	2	1.351
?	?	4	1.895	4	1.278
?	?	6	1.852	2	1.239
?	?	5	1.749	1	1.227
?	?	3	1.684	1	1.182 (r)
?	?	4	1.573	1	1.152
exfa	1.395	3	1.393	1	1.140
-	-	3	1.344	2	1.118
exfa	1.068	3	1.262	2	1.064
exfa	1.041	3	1.232	2	1.044
exfa	1.040	2	1.038	2	0.989
-	-	2	0.980	1	0.975
-	-	2	0.951	1	0.947
-	-	2	0.819	1	0.937
-	-	2	0.801	1	0.929
-	-	-	-	1	0.917

C'est par la présence de l'andersonite et de la swartzite que s'explique l'observation que les haldes ont des teneurs en uranium décroissantes dans le temps.

ω) Saléeite, Mg(UO₂)₂(PO₄)₂·8 - 10 H₂O

Formant des amas de minuscules écailles vert clair, vert herbe à clivage facile, la saléeite est un minéral biaxe négatif; son extinction est oblique par rapport au clivage (001). En dehors de ce clivage on en remarque un autre moins prononcé suivant une direction perpendiculaire.

Les angles d'extinction sont :

$$6^{\circ} 30'$$

$$7^{\circ} 30'$$

$$7^{\circ} 0'$$

D'après les données qu'on trouve dans la littérature, la valeur $2V$ varie dans des limites très larges, en fonction de la teneur en eau. L'auteur a observé les valeurs suivantes.

$$2V = 0 - 10^{\circ} \text{ et}$$

$$2V = 65^{\circ}$$

Les indices de réfraction sont $n_1 = 1.56$, $n_2 = 1.59$. La luminescence est d'un jaune citron vif, ressemblant à celle de l'autunite. La saléeite se dissout lentement dans l'acide hydrochlorique et plus rapidement dans les acides concentrés. Sa dissolution dans H_2SO_4 est accompagnée par la précipitation de kiesérite et d'epsomite. Chauffée, elle perd de l'eau et fond en formant un globule noir. Les réactions microchimiques révèlent la présence de U, P, Mg, d'eau de cristallisation et de faibles quantités de Ca et As. Sa teneur en U est de l'ordre de 60 à 64%. (Planche IV, Fig. 16.)

D'après les données qui figurent dans la littérature, la saléeite est un minéral secondaire fréquent (à Schneeberg dans l'Erzgebirge de Saxe, à Sabugal au Portugal, en Vendée en France etc.) Elle accompagne volontiers la zeunérite, novačekite, troegérite, sabugalite et phosphuranylite. La position systématique de ce minéral a donné lieu à de longues discussions, puisqu'on l'a trouvé soit uniaxe, soit biaxe : A. Schoep l'a classé monoclinique, J. Thoreau et J. P. Vaes le considèrent orthorhombique à symétrie pseudotétragonale, tandis que plus récemment E. M. Mary, puis Cl. Frondel ont établi par des études aux rayons X une symétrie tétragonale bipyramidale à la maille du type torbernite (chalcolite) et autunite.

En dehors de la possibilité de substitutions entre phosphore et arsénic il y a des indications que Mg peut être substitué par Al et dans une certaine mesure par Ca. Le caractère biaxe anormal est vraisemblablement due non seulement à la teneur inconstante en eau de cristallisation mais aussi à d'autres substitutions entre cations.

Bien que fort réduite, la quantité de ce minéral se trouvant dans la possession de l'auteur lui a quand-même permis de faire un diagramme de rayons X dont les raies coïncident de façon impeccable avec celles mentionnées dans la littérature. Le diagramme fut pris sur une douzaine de cristaux soigneusement sélectionnés, de la taille de 0.1 mm. Les résultats confirment de tout point de vue ceux des autres méthodes d'investigation.

La paragenèse de la saléeite, décrite en détail ci-dessus, indique que le gisement de Badacsonyors est vraisemblablement un gîte secondaire régénéré. Sauf pour le fait que l'enrichissement est secondaire il nous manque de points d'appui pour vérifier si la formation des minéraux d'uranium est due au lessivage et à l'enrichissement local de l'uranium contenu dans les dépôts permien. On pourrait aussi envisager un rapport entre la régénération et les failles parallèles au Lac Balaton, lieux de processus post-volcaniques qui auraient pu mener à une accumulation locale dans le grès permien, tout en mobilisant non

seulement l'uranium des dépôts permien mais aussi le phosphore des terrains phosphatiques susjacentes du Trias moyen, érodés depuis, processus qui pouvaient engendrer des composés phosphuranyliques stables.

L'esquisse qu'on vient de donner de la genèse n'est évidemment pas complète. Le matériel à la disposition de l'auteur n'a permis, en dehors des faits établis ci-dessus, que très peu de conclusions portant sur la genèse et la géologie de l'uranium en général.

Diagramme de rayons X de la saléeite

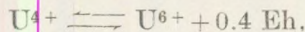
Tableau XI.

Saléeite Badacsonyörs 1959		Saléeite - Schneeberg E.M. Mary 1950		Saléeite - Badacsonyörs 1959		Saléeite - Schneeberg E.M. Mary 1950	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
f	9.95	10	9.94	fa	2.27	—	—
tf	8.74	5	8.76	m	2.23	3	2.23
fa	7.93	3	7.90	—	—	—	—
fa	6.61	3	6.61	fa	2.14	—	—
—	—	1	5.91	tfa	2.07	—	—
fa	5.50	1	5.47	tfa	2.00	2	2.00
f	5.01	8	5.01	tfa	1.93	—	—
f	4.41	3	4.42	tfa	1.86	1	1.86
fa	3.94	1	3.95	fa	1.79	—	—
tfa	3.71	1	3.71	fa	1.77	1	1.77
f	3.49	9	3.52	tfa	1.67	1	1.67
m	3.35	3	3.34	tfa	1.61	—	—
fa	3.13	3	3.12	fa	1.60	—	—
fa	3.00	2	2.99	tfa	1.57	1	1.57
—	—	—	—	tfa	1.55	—	—
tfa	2.89	3	2.89	tfa	1.51	—	—
fa	2.52	—	—	tfa	1.42	—	—
m	2.48	3	2.49	tfa	1.37	—	—
fa	2.35	—	—				

2. SULFURES ET SULFO-SELS ACCOMPAGNANT L'URANIUM

Ces minéraux appartiennent en général à deux générations. détritiques clastique et formations secondaires. Parmi les minéraux énumérés on a retrouvé sous forme de détritiques clastique la nickélite, la cobaltite, la chalcoppyrite et occasionnellement la sphalérite et la galène. La tennantite, la bornite, la molybdénite (?), covellite, marcassite, pyrite, chalcoppyrite et sphalérite sont secondaires sans exception. Les sulfures et sulfo-sels sont les plus abondants dans les groupes inférieur et principal de gîtes; leur quantité est beaucoup plus réduite dans le gisement supérieur. Ceci peut être dû à deux circonstances: soit que les abondances actuelles reflètent dans une certaine mesure la distribution originelle du détritiques formé par les sulfures et sulfo-sels, soit que ces minéraux, lessivés par la suite de changements du potentiel d'oxydo-réduction, furent transportés vers les couches sousjacentes et précipités dans celles-ci. La formation secondaire des minéraux sulfurés susmentionnés en association

avec les oxydes d'uranium est une nécessité géochimique. Tout comme dans le cas de l'uranium, il est impossible de distinguer entre sulfures diagénétiques formés à partir des solutions qui saturaient les couches au temps de leur déposition d'une part et les enrichissements secondaires d'autre part. Pour Shtcherbina, les éléments qui ont tendance à s'enrichir par la suite de processus chimiques de réduction sont dilués de façon substantielle par tout changement brusque du potentiel d'oxydo-réduction. Donc, dans un milieu à potentiel moyen certains éléments à valence variable s'enrichissent sous forme oxydique à leur valence inférieure, comme l'uranium sous forme de U_3O_8 , tandis que certains éléments sulfo-chalcophyles constituent des sulfures insolubles avec le soufre. L'existence de dépressions à facies lignitique dans le bassin permien de la Montagne Mecsek est prouvée entre autres par la présence de pyrite, marcassite, matière organique, débris de charbon et troncs d'arbre carbonisés. La matière organique fixe — d'après ce qu'on trouve dans la littérature — le pH à 4.1 et l'Eh à 0.436, ce qui donne lieu à l'enrichissement secondaire du cuivre, zinc, plomb, molybdène, fer etc. La formation de la pyrite exige un milieu à pH = 6.6 et à un potentiel d'oxydo-réduction Eh = -0.04, tandis que l'uranium tétravalent est stable en présence d'une valeur de Eh de 0.2. Ce dernier se transforme sous l'effet d'un potentiel d'oxydo-réduction plus élevé, mais toujours dans la phase du fer-ferrique, en U^{6+} surtout en présence de certains éléments alcalino-terreux, en se dissolvant:



le 0.4 électron-volt nécessaire étant assuré dans les conditions qu'on vient d'esquisser. Les sulfures et sulfo-sels jouent donc un rôle important dans l'enrichissement secondaire de l'uranium, surtout en empêchant qu'il se transforme en U^{6+} en formant des sels solubles dans l'eau.

Parmi les sulfures, c'est la pyrite qui accompagne le plus volontiers les oxydes d'uranium. Ces deux minéraux entrent souvent en interaction, en se remplaçant et s'expulsant mutuellement. On observe fréquemment des enduits de pyrite tout autour de grains de pechblende, et les structures à alternation rythmique entre pyrite et pechblende ne sont pas rares non plus. Ce rapport étroit entre la pechblende d'une part et la pyrite d'autre part s'explique aussi par la presque identité de leurs dimensions de maille: celle de la pechblende ne dépasse celle de la pyrite zonaire que de 0.042 Å:

UO_2	5.47 Å
FeS_2	5.405 Å
FeS_2 zonaire:	5.428 Å.

Dans le matériel provenant du champ NW on rencontre même des séquences $U_3O_8 \rightarrow FeS_2 \rightarrow ZnS$.

La chalcopyrite et la galène forment presque toujours des inclusions dans la pechblende, inclusions plus anciennes que les formations secondaires.

La pyrite se manifeste aussi indépendamment de la pechblende, sous forme de disséminations, englobant parfois des grains de quartz et de feldspath (Planche V, Fig. 20.). Elle joue assez souvent un rôle cimentant. *Par endroits se rencontrent des amas de FeS_2 ressemblant à la bactériopyrite (Planche V, Fig. 19).*

Les cristaux à réflexion blanche de la galène se trouvent à l'intérieur de fragments de quartz de gangue (c'est-à-dire en facies allotigène) en compagnie de chalcopryrite, mais c'est en tant que formation secondaire que ce minéral est le plus abondant (Planche V, Fig 18.). Dans la pechblende on voit souvent des cristaux idiomorphes de galène limités par les faces (100) et (110), ainsi que des configurations disséminées, lobées. *On a vu une fois la galène remplir les cavités des cellules d'une plante fossile (une fougère ?)* C'est dans ce fossile même qu'on a observé un remplissage de cellule ayant le reflet blanc de la galène mais exhibant un pléochroïsme et une anisotropie très fortes. Sous immersion en huile on pouvait identifier *la molybdénite*; par la suite, l'auteur a réussi à démontrer le molybdène par des réactions microchimiques

Il convient de mentionner comme curiosité que dans un amas de pechblende prélevé sur un tronc d'arbre silicifié et carbonisé s'est rencontrée une ségrégation importante de galène, possédant une certaine radioactivité à ce qu'ont révélé les photoradiogrammes. En lumière réfléchie il était impossible de déceler aucun minéral d'uranium soit sous forme d'inclusion, soit, de n'importe quelle espèce d'enchevêtrement. Il est donc probable que la „radioactivité” de la galène soit due à la solution interstitielle uranifère contenue dans les fines fissures du clivage.

La galène ne joue pas un rôle actif dans la genèse de l'uranium secondaire, mais elle se forme dans le même milieu à faible potentiel d'oxydo-réduction qui facilite l'enrichissement secondaire de l'uranium. Il serait la tâche d'une étude à part de déterminer la mesure à laquelle le plomb radiogène entre dans la galène secondaire et dans le débris de quartz de gangue qui contient la galène primaire. La solution de ce problème servirait de point d'appui aussi concernant les rapports d'âge entre la sédimentation et la minéralisation.

Par endroits (par ex. dans le grès bigarré du champ NW), *la chalcopryrite* s'enrichit au point à devenir visible à l'oeil nu: elle joue le plus souvent un rôle de ciment entre les grains de quartz et de feldspath de néoformation, mais l'auteur l'a retrouvée aussi dans un tronc d'arbre silicifié et carbonisé. Dans les carottes du sondage de Hetvehely on la rencontre normalement en compagnie de *bornite*, mais les deux minéraux forment aussi des amas indépendamment l'un de l'autre. Dans le cas où ils se trouvent ensemble, leurs grains se contactent le long de lignes nettes, mais l'auteur a aussi observé des nids indépendants dont l'intérieur se composait de chalcopryrite et l'extérieur de bornite. Compte tenu des traits qu'on vient de décrire, la formation de la bornite s'explique par une certaine modification hypothétique de la pression partielle du soufre, modification qui, dans un milieu pauvre en fer, aurait entraîné un changement qui a permis la formation de bornite après la chalcopryrite, minéral dont la structure est plus stable et le potentiel de composé plus élevé (?).

En lumière réfléchie, la bornite apparaît brun clair à teinte légèrement rose. En compagnie de la chalcopryrite et de la bornite on rencontre la covellite et rarement la malachite en tant que produits de décomposition. Dans le matériel du sondage de Hetvehely l'auteur a rencontré à côté des minéraux cuivreux susmentionnés aussi la tennantite; ce minéral formait, tout comme les autres qu'on vient de mentionner, un ciment entre les grains de quartz du grès.

D'après les observations effectuées jusqu'ici par l'auteur, la nickélite et la cobaltite ne se présentent que sous forme allotigène dans le groupe principal de gisements. La nickélite constitue un débris qu'on peut identifier à l'œil nu; la cobaltite fut démontrée au microscope métallographique. La cobaltite forme des cristaux idiomorphes blancs à teinte rose pâle; elle se trouve attaquée par une solution macérante de $\text{KMnO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$. Dans des grains libérés de la roche, on a réussi à démontrer le cobalt par des réactions microchimiques.

La nickélite ne fut pas étudiée au microscope métallographique, mais compte tenu de son identification à l'œil nu et du fait que ses teneurs en nickel et arsénic furent prouvées par voie microchimique, on peut considérer sa présence comme établie.

La marcassite se rencontre exclusivement sous forme de configurations stalactitiques remplissant des cavités, parfois accompagnées de quartz enfumé et de manganocalcite, parfois seules. Assez souvent, elle porte des enduits d'oxyde d'uranium. En lumière réfléchie elle possède une réflexion jaune clair à l'anisotropie prononcée entre nicols croisés. La marcassite se classe vraisemblablement aussi parmi les produits des solutions ascendantes légèrement alcalines. (Planche V, Fig. 20)

D'après les études faites au microscope métallographique, on peut supposer la présence de la pyrrhotite sans qu'on ait pu la prouver faute d'investigations suffisamment détaillées.

Minéraux non-métalliques accompagnant les minéraux d'uranium

a) Hydromica chromifère

Bien qu'on ait remarqué il y a longtemps la coloration curieuse du grès vert déclaré permien supérieur par J. Böckh et permien moyen par E. Vadász, on n'en a pas étudié les causes que fort récemment. Les études effectuées par l'auteur ont révélé que c'est exactement ce complexe de grès verts le porteur principal de la minéralisation en uranium et qu'il y a une liaison génétique entre la coloration et l'enrichissement de l'uranium. En une première approximation, ce fut le milieu réducteur de la sédimentation et, de plus près, la prépondérance des composés ferreux qui fut rendu responsable de la coloration verte. Cette explication ne s'est révélée juste que de très loin: la coloration peut en effet être due au milieu réducteur, mais les composés ferreux ne sont pas nécessairement les seuls porteurs de la couleur. Au cours des travaux miniers on s'est aperçu de l'abondance d'un minéral à l'habitus micacé, à des formes fort diverses dont incrustations vert émeraude, impressions, taches et disséminations très fines. Vu sa teneur en chrome, ce minéral fut désigné par le nom de mica chromifère. Il forme souvent des incrustations et croûtes, épaisses parfois de plusieurs centimètres, sur des troncs d'arbre silicifiés ou dolomités. On l'observe souvent en développement secondaire, remplissant des fissures de taille diverse dans le grès vert, ou imprégnant les impressions carbonisées des fougères fossiles, ou bien les remplaçant. L'un des facteurs les plus importants de la couleur verte du complexe minéralisé (c'est-à-dire du grès vert) est la distribution inégale des micas chromifères et, en second lieu, la présence de

composés ferreux. Trois échantillons moyens du grès vert ont accusé les teneurs suivantes en chrome et quelques autres éléments :

1. Champ minéralisé NW (Analyse par V Tolnay)

	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	U ₃ O ₈
%	0.16	0.07	5.52	0.41	80 gr/to

2. Champ minéralisé SE – grès vert (Analyse par E. Uppor)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	CaO	V	U ₃ O ₈
%	84.8	5.6	9.4	5.1	2.2	0.03	100 gr/to

3. Champ minéralisé SE – grès vert pomme (Analyse par E. Uppor)

	Cr	V	U
%	3,12	0,08	150 gr/to

D'après ces analyses, le grès vert du champ NW contient environ 10%, celui du champ SE jusqu'à 30% de mica chromifère. La couleur verte de ces échantillons est expliquée de façon inéquivoque par leur teneur en chrome. Leur teneur en pyrite est tellement insignifiante que même si elle contribue à la coloration, elle ne peut en être qu'une cause supplémentaire, surtout puisque sa distribution est, d'après une évaluation statistique, en contrevariance avec l'intensité de la couleur verte. Cette constatation ne pourrait être généralisée en dehors du complexe minéralisé : la couleur verte observée dans les grès non minéralisés et qui ne contiennent pas de mica chromifère doit être dû aux composés ferreux susmentionnés.

Au microscope, le mica chromifère se compose de paquets d'écaillés vert émeraude possédant un clivage (001) parfait. Les écaillés sont élastiques, sans toutefois atteindre l'élasticité des vrais micas (par ex. de la muscovite). Les indices de réfraction des écaillés furent établis par la méthode d'immersion (en jodure de méthylène et en benzène) :

$$n_1 = 1,610 - 1,611 \pm 0,002$$

$$n_2 = 1,614 - 1,615 \pm 0,002$$

La biréfringence est faible ($n_2 - n_1 = -0,004$) et correspond à une couleur d'interférence blanc grisâtre du I. ordre.

C'est au cours de la préparation d'un photoradiogramme que fut remarquée pour la première fois la connexion entre l'uranium et le mica chromifère. Il s'est révélé par la suite que ce minéral se rencontre souvent en compagnie de minéraux d'uranium tels que la pechblende et la soddyite. Les minéraux d'uranium forment soit des inclusions dans le mica, soit des enchevêtrements orientés avec celui-ci (Planche VI, Figs. 21., 22., 23.).

De nombreuses analyses chimiques et diagrammes de rayons X furent exécutées sur un matériel homogène de mica chromifère soigneusement trié. Leurs résultats permettent de tirer quelques conclusions fondamentales. Il n'est pas possible d'entrer ici dans les détails des dimensions de maille etc. et de la façon dont elles furent dérivées des analyses chimiques et des diagrammes de rayons X, résultats qui présagent l'éclaircissement de maints problèmes posés dans la littérature mondiale et qui sont d'une première importance aussi sur le plan local. Il sera traité de ces questions dans un article à part.

Analyses chimiques du mica chromifère (Effectuées par V. Tolnay)

1. Mica chromifère vert clair récolté sur un tronc d'arbre dolomitisé, champ minéralisé SE
2. Mica chromifère vert émeraude récolté sur un tronc d'arbre dolomitisé, champ SE
3. Mica chromifère vert émeraude (lentille dans le grès vert), champ NW

* = impossible à doser à cause d'un taux de vanadium élevé

** dosé par E. Uppor

Tableau XII.

	1.	2.	3.
SiO ₂	46.26	46.57	48.61
TiO ₂	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	19.20	20.85	17.14
Fe ₂ O ₃	2.10	trace	3.00
FeO	1.47	1.49	-/*
V ₂ O ₅	0.39	0.25	1.81
U ₃ O ₈ **	0.14	0.07	0.11
Cr ₂ O ₃	11.61	12.18	10.58
NiO	0.01	0.01	0.15
CaO	1.11	0.51	trace
MgO	1.62	2.35	2.69
K ₂ O	7.61	7.91	7.48
Na ₂ O	0.13	0.11	0.03
H ₂ O ⁻	2.52	2.43	2.67
H ₂ O ⁺	5.28	5.56	5.57
P ₂ O ₅	trace	trace	trace
CO ₂	0.79	0.12	-
Σ :	100.26%	100.42%	100.05%

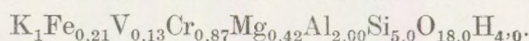
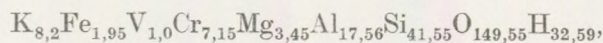
Tableau XIII.

Analyses incomplètes du mica chromifère

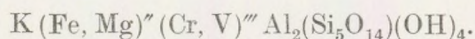
	4.	5./*	6.
SiO ₂	43.10	40.30	44.80
TiO ₂	—	0.01	—
Al ₂ O ₃	25.30	10.30	10.01
Fe ₂ O ₃	7.70	12.50	13.90
Cr ₂ O ₃	10.70	12.70	9.10
V ₂ O ₅	0.38	0.89	0.37
U ₃ O ₈	0.11	5.34/*	0.11
ThO ₂	—	0.01	—
CaO	—	4.50	0.15
H ₂ O ⁻	3.45	3.55	—
H ₂ O ⁺	5.50	5.50	8.35
Σ :	96.24 %	95.60 %	86.79 %

* = mica chromifère contenant de la soddyite.

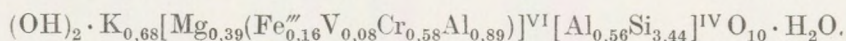
Compte tenu des résultats des analyses 1 à 3 et appliquant les méthodes classiques de calcul, nous avons établi la formule chimique suivante :



ce qui donne en résumé



Appiquant la formule générale des hydromicas en admettant 22 valence d'oxygène on obtient par les procédés de calcul les plus modernes la formule structurale suivante :



On a préparé et évalué sept diagrammes de rayons X du mica chromifère, dont deux sur des échantillons chauffés préalablement à 900 à 1000 degrés C. pendant 3 à 5 heures. Il en résulte pour les raies les plus fortes et les plus caractéristiques des micas chromifères :

I.	d(Å)
f (r)	3,317 — 3,335
tf	2,570 — 2,578
tf	1,509 — 1,514

D'après Bradley, Grim, Brown etc. un minéral du type de l'illite appartient au type dioctaédrique si l'équidistance correspondant aux plans de maille

(060) est $d(\text{Å}) = 1.50$; la structure est trioctaédrique si les valeurs sont entre 1,525 et 1,535 Å. Les valeurs ci-dessus indiquent donc une variété de mica dioctaédrique rappelant l'illite sans y être tout à fait identique.

Diagramme de rayons X du mica chromifère

Tableau XIV

1		2		3		4	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m	10.99	m	10.88	m	10.89	m	10.94
fa	4.94	fa	4.90	tfa	4.91	m	4.94
m	4.50	m	4.51	m	4.53	m	4.50
fa-m	3.62	m	3.65	m	3.65	f	3.64
f-r	3.34	f	3.32	m-r	3.32	f	3.34
m	3.07	m	3.07	m-r	3.09	f	3.08
fa	2.85	fa	2.85	fa	2.86	f	2.86
tfa	2.69	tfa	2.67	tfa	2.68	tfa	2.69
tf	2.58	tf	2.58	tf	2.58	tf	2.57
tfa	2.48	tfa	2.48	tfa	2.48		—
m	2.39	m	2.39	m	2.40	f	2.39
tfa	2.26	tfa	2.27	tfa	2.26	m	2.26
tfa	2.15	tfa	2.14	tfa	2.14	m	2.15
tfa	2.12		—		—	m	2.13
tfa	2.01	tfa	2.01	tfa-r	2.01	—	—
tfa	1.970	tfa	1.970	tfa-r	1.964	fa	1.986
tfa	1.823	tfa	1.823	tfa-r	1.843	tfa	1.816
tfa	1.709	tfa	1.706	tfa	1.716	tfa	1.706
fa	1.668	fa	1.672	fa	1.674	m	1.661
fa	1.643	fa	1.638	fa	1.647	fa	1.637
tfa	1.591	tfa	1.591	tfa	1.584	tfa	1.581
f	1.511	f	1.511	f	1.514	tf	1.509
tfa	1.434	tfa	1.435	tfa	1.434	tfa	1.438
tfa	1.380	tfa	1.383	tfa	1.387	tfa	1.386
tfa	1.348	tfa	1.343	tfa	1.347	tfa	1.346
fa	1.305	fa-r	1.305	fa-r	1.307	tfa	1.306
tfa	1.280	tfa	1.279	tfa	1.280	tfa	1.279
tfa	1.254	tfa	1.255	tfa-r	1.559	tfa	1.255
tfa	1.203	tfa	1.203	tfa	1.201	tfa	1.203

1. Mica chromifère vert émeraude, champ minéralisé NW.

2. Mica chromifère vert clair, champ minéralisé SE.

3. Mica chromifère vert clair, récolté sur un tronc d'arbre dolomitique, champ SE.

4. Mica chromifère vert, intercalation lenticulaire, champ SE.

β) Mica potassique secondaire

Au cours de l'étude en lame mince des minéraux oxydiques secondaires de l'uranium, l'attention de l'auteur fut attiré par leur manque d'homogénéité. Des plages opaques et, par endroits, de fines disséminations de pechblende se situent dans une pâte légèrement birefringente. Les parties riches en minerais ne sont pas complètement noires, mais possèdent souvent une couleur grise ou gris noirâtre. Les disséminations poudreuses connues sous le nom de „suie

d'urane ont des teintes passant du noir au brun noirâtre et au brun clair. L'auteur a supposé au début que la pâte anisotrope se compose d'une variété des silicates uranifères, produits de décomposition de la pechblende. Ses études plus récentes ont cependant révélé que les silicates d'uranium (soddyite et coffinite) sont restreints aux bordures des grains des oxydes d'uranium; sinon, ils apparaissent tout à fait indépendamment de la pechblende. L'étude des oxydes d'uranium aux rayons X a donné bon nombre de raies fortes, bien définies mais impossibles à identifier avec aucun des silicates d'uranium actuellement connus. Les photoradiogrammes ont démontré dans les plages de „pechblende” apparemment homogènes des champs et bandes pâles. Il restait longtemps problématique de prouver l'absence d'uranium de ces configurations. Nous avons supposé que ces effets sont dus à des silicates à basse teneur en uranium ou à une pâte stérile dont la „teneur en uranium” résulte de la „radiation latérale” des nids de pechblende. Dans le champ minéralisé NE notre attention fut attirée par des nids et amas blanc argenté ayant des dimensions microscopiques: ce même matériel fut retrouvé par endroits sous forme d'écailles de 2 à 5 mm de taille, incolores ou jaunes pâle, faciles à fléchir et légèrement élastiques. Parmi les écailles on rencontre parfois des grains opaques, surtout de pechblende. Sur un matériel trié au microscope, on a effectué des analyses chimiques et des diagrammes de rayons X et de DTA; puis, l'auteur a étudié le minéral en lame mince (Planche VI, Fig 24.)

Résultats d'analyse chimique d'un mica potassique
Analyse faite par V. Tolnay (MÁFI)

SiO ₂	65.02
TiO ₂	0.76
Al ₂ O ₃	20.58
Fe ₂ O ₃	1.57
FeO	**
Cr ₂ O ₃	0.05
V ₂ O ₃	0.21
U ₃ O ₈	0.002*
MnO	0.02
CaO	0.48
MgO	0.50
K ₂ O	5.39
Na ₂ O	0.17
H ₂ O ⁻	0.74
H ₂ O ⁺	3.76
CO ₂	—
P ₂ O ₅	trace
S	0.73
	<hr/> 99.982%

** impossible à doser à cause de la présence du vanadium

* E. Úppor

Résultats de l'étude à rayons X d'un mica potassique en comparaison avec les données d(Å) de la muscovite, de l'illite et de l'hydromuscovite

Tableau XV.

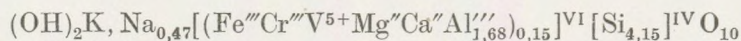
Mica à potassium Champ SE, 341		Mica à potassium Champ SE 341		Illite, Ballater, Mackenzie R.C. 1940		Muscovite Nagelschmidt		Hydromuscovite, J. Erdélyi, M. Melles 1958	
1.		2.		3.		4.		5.	
I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)
m	9.998	m	9.998	tf	9.9	f	9.98	f	9.91
fa	4.970	tfa	4.935	m	4.9	f	5.0	m	4.96
m	4.485	m	4.467	tf	4.45	f	4.49	tf	4.46
m	4.266	tfa	4.256	fa	4.28	—	—	—	—
—	—	tfa	4.097	fa	4.10	—	—	—	—
fa	3.875	fa	3.901	m	3.87	m	3.91	fa	3.89
f-m	3.700	fa	3.705	tfa	3.64	fa	3.73	fa	3.70
tfa	3.504	fa	3.508	—	—	m	3.50	m	3.50
tf	3.355	tf	3.356	tf	3.35	tf	3.33	m	3.32
tfa	3.215	—	—	—	—	m	3.20	—	—
—	—	fa	3.180	—	—	—	—	—	—
tfa	3.116	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	fa	3.072	fa(r)	3.09	m-fa	3.00	—	—
tfa	2.993	—	—	—	—	—	—	—	—
fa(r)	2.875	fa(r)	2.848	m(r)	2.85	m-fa	2.88	fa	2.84
fa-tfa	2.721	tfa	2.721	—	—	—	—	fa	2.68
f	2.576	f	2.570	tf	2.56	tf	2.57	tf	2.56
fa-m	2.465	fa	2.470	m-fa	2.45	m-(r)	2.475	fa	2.46
fa	2.387	fa	2.378	m-fa	2.39	—	—	—	—
tfa	2.292	—	—	—	—	m-fa	2.28	—	—
fa-tfa	2.249	exfa	2.261	m-fa	2.235	m-tfa	2.19	tfa	2.24
fa-tfa	2.206	exfa	2.199	—	—	—	—	tfa	2.20
m	2.171	fa	2.171	m-fa	2.14	f	2.134	m	2.13
—	—	exfa	2.060	—	—	—	—	—	—
fa(rf)	2.001	tfa	1.991	m-fa	1.988	tf	1.995	tfa	2.018
—	—	—	—	m	1.94	—	—	fa	1.969
m	1.851	fa-tfa	1.823	—	—	—	—	—	—
tfa	1.731	—	—	—	—	tfa	1.73	tfa	1.757
tfa	1.705	—	—	—	—	—	—	tfa	1.700
m-fa	1.660	fa	1.661	—	—	—	—	—	—
tfa	1.633	fa	1.645	m-fa(r)	1.647	f(r)	1.651	tfa	1.649
—	—	exfa	1.605	—	—	—	—	fa	1.630
m-fa	1.547	tfa	1.548	—	—	exfa	1.546	tfa	1.596
tfa	1.525	—	—	—	—	fa	1.523	—	—
m	1.506	m	1.503	f	1.497	f	1.500	f	1.500
exfa	1.486	—	—	—	—	—	—	—	—
exfa	1.459	exfa	1.454	—	—	tfa	1.45	—	—
exfa	1.435	exfa	1.430	—	—	—	—	—	—
tfa	1.422	—	—	—	—	tfa	1.421	—	—
m	1.386	fa	1.382	—	—	—	—	—	—
m	1.377	—	—	—	—	m-fa	1.377	—	—
fa	1.357	tfa	1.356	—	—	m-fa	1.356	fa(r)	1.353
tfa	1.344	exfa	1.342	fa(rf)	1.342	—	—	—	—
fa	1.306	fa(rf)	1.299	fa/m	1.294	m-fa	1.296	m	1.296
exfa	1.275	exfa	1.275	—	—	—	—	—	—
fa	1.262	—	—	—	—	—	—	—	—
fa	1.251	fa	1.249	fa-m	1.243	m-fa	1.247	fa	1.244
tfa	1.231	—	—	—	—	—	—	—	—

à suivre

Mica à potassium Champ SE, 341		Mica à potassium Champ SE, 341		Illite, Ballater, Mackenzie R.C. 1949		Muscovite Nagelschmidt 1937		Hydromuscovite J. Erdélyi, M. Melles 1958	
1.		2.		3.		4.		5.	
I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)	I.	d(Å)
exfa	1.222	exfa	1.225	—	—	—	—	—	—
fa	1.204	exfa	1.203	—	—	—	—	—	—
fa—m	1.186	fa	1.186	—	—	—	—	—	—
fa	1.171	—	—	—	—	—	—	—	—
fa	1.158	exfa	1 157	—	—	—	—	—	—

La composition chimique ne cadre avec aucun mica potassique actuellement connu. Le diagramme de décomposition thermique donne, à part le crochet endothermique caractérisant les micas entre 800 et 900 degrés C., crochet très faible d'ailleurs, un autre crochet exothermique à double pic, mais indiquant une seule phase, entre 400 et 500 degrés. Ce crochet reste prononcé même si la teneur en uranium décroît à 0.002% ; par conséquent, il serait faux de l'attribuer à aucun minéral d'uranium. Sur ce matériel on a pris trois diagrammes de rayons X dont un sur un échantillon chauffé à 900 à 950 degrés. L'évaluation de ces diagrammes a révélé des raies de base caractérisant le groupe muscovite-illite. La plupart de ces raies coïncide avec celles de „l'hydromuscovite” décrite par J. Erdélyi.

En partant de l'analyse chimique, l'auteur a établi la formule structurale suivante, tenant compte de 22 charges négatives :



ce qui révèle un manque d'alcalis par rapport à l'illite aussi bien qu'une déficience en la somme des cations en coordination octaédrique ($\text{R}^{\text{III}} + \text{R}^{\text{II}} + \text{R}^{5+}$). Par contre, il y a un excès de 0.15 de Si+Ti, éléments qui figurent ici en coordination tétraédrique.

Le mica potassique secondaire joue ensemble avec le mica chromifère un rôle important dans la fixation de l'uranium transporté dans les solutions. On rencontre à peine d'enrichissement secondaire d'oxydes et silicates d'uranium qui ne seraient enchevêtrés intimement avec ces micas ou ne se trouveraient au moins dans leur proximité.

γ) „Hydrosilicate” manganifère

Dans le champ minéralisé SE se précipite à plusieurs endroits de venues d'eau de quelques 4 à 5 litres par minute un enduit velouté, ressemblant à la suie d'urane, ayant une teinte brun noirâtre en lumière du jour. Sous le microscope on décèle des agrégats brun-rouge et de minuscules écailles micacées manifestant de la polarisation en agrégat. Le minéral présente un aspect complètement homogène et ne contient d'inclusions ni de minéraux uranifères, ni d'autres minéraux. L'auteur a démontré par réactions microchimiques Mn, Pb et des traces de vanadium. Chauffé à l'incandescence, le minéral fond et se réduit à un globule noir vitreux. D'une fraction décantée, nous avons établi la composition chimique par une analyse incomplète à cause de la pénurie de matériel, ainsi qu'un diagramme de rayons X.

Résultats de l'analyse chimique du „silicate manganifère”
Analyse effectuée par V. Tolnay (MÁFI)

SiO ₂	14.88%
Fe ₂ O ₃	1.07
MnO	30.78
CaO	10.78
MgO	0.72

Mme M. Földvári-Vogl a dosé les éléments suivants par spectroscopie :

Na	0.2 a 0.3% environ
As, Co, V, Ni:	traces
Mo	0.1% environ
Pb	0.1%
Ba	trace forte

Il semble bien que le minéral en question est une espèce d'hydroxyde de manganèse mais il était impossible de l'identifier soit en lame mince, soit en lumière réfléchie. Malgré sa teneur considérable en manganèse, son diagramme de rayons X n'a montré aucune des raies fortes des oxydes de manganèse et il n'y avait de coïncidence que pour quelques-unes des raies faibles. Par contre, la plupart des raies observées coïncide de façon remarquable avec celles du mica potassique. Il y a toutefois aussi un certain nombre de raies nouvelles. L'auteur classe ce minéral conditionnellement parmi les micas secondaires en supposant qu'il ait fixé par adsorption un hydroxyde colloïdo-amorphe de manganèse.

Tableau XVI

I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
m ?	9.651	fa	2.576	tfa	1.672	fa(f)	1.301
m ?	7.359	fa - m(r)	2.475	tfa	1.614	tfa	1.259
tfa	5.952	m	2.288	tfa	1.588	tfa	1.235
tfa	4.956	tfa	2.195	tfa	1.547	tfa	1.203
tfa	4.496	fa - m	2.089	tfa	1.522	tfa - fa	1.186
tfa	4.235	tfa	2.027	tfa	1.503	tfa - fa	1.156
tfa	3.836	tfa	1.988	fa(r)	1.438	tfa	1.137
tfa	3.669	m	1.917	fa(r)	1.415	fa	1.085
f	3.336	m	1.875	fa	1.398	tfa	1.060
fa	3.023	fa - m	1.821	fa	1.377	exfa	1.046
fa	2.897	fa	1.794	tfa	1.344	tfa	1.037

δ) Radiobarytine - BaSO₄

Ce minéral se rencontre dans tous les deux champs, dans les fissures du grès gris et vert. Il ne fut pas encore retrouvé dans le grès rouge dit intermédiaire, ni dans le grès noirâtre du toit. Ses cristaux couleur de résine ou

jaune miel sont aplatis sur (001) et présentent des formes composées de faces (110) et (001). On rencontre parfois des individus allongés suivant l'axe „c”, ayant des terminaisons composées de (110) et de (hkl) sans la base (001). Cela rappelle le type de barytine appelé wolnyne. D'habitude, la radiobarytine se développe seule, sans être accompagnée d'autres minéraux. D'après Fersman, la barytine jaune, miel contient du radium. Certaines parties de ses cristaux manifestent en lumière ultra-violette une luminescence vive jaune blanchâtre: leur radioactivité fait noircir la pellicule à rayons X au bout de deux semaines. D'après les mesures effectuées par A. Németh (KFKI — Institut Central des Recherches Physiques) la barytine accuse une teneur en radium de:

$$3.85 \cdot 10^{-10}.$$

I. Kubovics a démontré par spectroscopie les éléments suivants à côté du radium:

Co	Ni	Ag	Cu	Zn	Ge	Pb	As	Ti	Cr	Mo
tr	tr	(tr)	(+)	tr	(+)	+	(tr)	tr	(tr)	(+)

(tr) = trace faible (+) = trace forte
tr = trace + = trace très forte

De ces éléments, c'est le germanium qui revêt une importance particulière, accusant un taux de 10^{-3} à 10^{-4} %, c'est-à-dire d'un gramme par tonne environ. L'auteur est d'avis que la radiobarytine s'est formée à partir de solutions ascendantes, dues vraisemblablement à l'activité post-volcanique liée aux dykes de phonolite découverts par les sondages dans le grès permien.

Il serait intéressant d'étudier de ce point de vue les barytines jaune foncé, hydrothermales pour la plupart, des environs de Budapest. Leur teneur éventuelle en radium pourrait servir de point d'appui pour l'explication de l'origine du radium et du radon dans quelques-unes de nos sources thermales actives jusqu'à ce jour (Gy. Weszelszky) ainsi que pour l'interprétation des champs d'anomalie radioactive décelés dans la proximité de la capitale (à Nagykovácsi notamment)

λ) Quartz enfumé — SiO_2

Ce minéral fut rencontré à l'aile E du champ SE près de la lentille faiblement minéralisée. On l'a retrouvé à plusieurs endroits depuis. Il se manifeste pour la plupart à la surface de troncs d'arbre carbonisés (noirs), silicifiés et légèrement carbonisés, mais aussi sous forme de cristaux assis à l'intérieur de minuscules géodes. Dans ces dernières il est normalement accompagné par des cristaux de calcite et de dolomie reposant sur le quartz enfumé. Noir, translucide à couleur gris noirâtre en éclats minces, ce genre de quartz blanchit si l'on le chauffe au chalumeau. Ses cristaux individualisés, assis dans des cavités ou sur des troncs d'arbre silicifiés, y sont attachés par l'une de leurs faces de rhomboèdre: par conséquent, leurs longues axes ne sont pas perpendi-

culaires à leur base de fixation. La position perpendiculaire de l'axe „c” est rare. Le minéral est caractérisé par l'équilibre des rhomboédres +R et -R, ce qui prête un aspect dihexaédrique aux cristaux. Les individus qui montrent aussi des faces prismatiques sous forme de bandes minces sont fort rares.

Tout comme la radiobarytine, elle est considérée comme étant d'origine ascendante, bien que la roche encaissante ne la prouve pas de façon inéquivoque. Comme hypothèse d'origine on peut accepter la supposition qu'elle s'est formée à partir d'une solution d'acide silicique dans un milieu basique, à la fin de la silicification du tronc d'arbre mais en prolongement direct de celle-ci, puisqu'il forme par endroits la continuation directe de la silice qui sature le tronc, sans aucune suture qui se serait sans doute formée si le quartz s'y était attaché plus tard. La pression et la température ambiantes ne devaient pas excéder de façon sensible celles actuelles: par conséquent, le quartz enfumé doit être le produit de la radiation α plutôt que d'une influence post-magmatique.

1.) Dolomite, ankérite, sidérite

Ces minéraux se rencontrent en plusieurs générations dans les grès uranifères et stériles de tous les deux champs de minéralisation. Ils se présentent surtout dans les grès, sous forme de ciment, de lentilles et nodules et parfois de remplissages pseudomorphes dans des troncs d'arbre fossiles. On observe le remplacement partiel, puis complet de la silice des troncs par de la dolomie ferrifère (ankérite). Dans ce cas le tissu silicifié de la plante se dissout et il n'en reste des vestiges que très rarement. Il se pose la question si tout tronc dolomitisé l'est devenu par métasomatose de la silice ou s'il existe aussi des troncs directement dolomitisés. *Dans la plupart des cas, les troncs dolomitiques ont une croûte composée de micas chromifères, épaisse d'un centimètre environ.* Les troncs silicifiés en possèdent fort rarement une, leur croûte, s'il y en a, se composant de charbon. Il vaudrait la peine de décider si la croûte de charbon équivaut aussi du point de vue volumétrique à la quantité totale de la matière organique déplacée par la silice, si la silicification est restreinte à la partie jeune, intérieure du tronc, les tissus périphériques, plus anciens, étant carbonisés? Sur l'un des échantillons d'un tronc dolomitisé une analyse chimique fut effectuée pour des fins d'orientation:

Tronc d'arbre dolomitisé

Analysé par B. Simó

SiO ₂	0.84%
Fe ₂ O ₂	0.37
FeO	2.33
MgO	19.51
CaO	30.35
+ H ₂ O	1.04
- H ₂ O	0.10
CO ₂	45.10
Σ	<u>99,64%</u>

On trouve des précipitations de dolomie dans des veinules remplissant des fissures et sous de forme cristaux individuels de la taille de plusieurs millimètres remplissant des cavités. Ces derniers, montrant un habitus composé de faces (000I) et (h0h1), peu caractéristiques pour la dolomie, sont accompagnées de calcite, quartz enfumé, et parfois marcassite nodulaire. Dans ce cas, ce sont les faces du rhomboèdre qui possèdent normalement une striation.

La dolomie qui se présente dans le complexe des grès est fort variée, ce qui est remarquable surtout dans la partie supérieure du complexe comprenant le Permien inférieur et moyen, où les intercalations répétées de pélite gris foncé ou gris noirâtre ne sont au fond autre chose que des „argiles sableuses dolomitiques”. Ce terrain, essentiellement contemporain des roches psammitiques, s'est formé dans une partie mal aérée du bassin, relativement éloignée des côtes, isolée de ces dernières par des „digues sous-marines”, dans un coin où ne se sont déposées que les suspensions contenant le détritrus le plus fin, et le débris végétal le plus léger, fournis par l'aire d'érosion. Il s'y est formé dans des conditions rappelant une facies euxine, des sédiments composés de particules de carbonate et de minéraux argileux, contenant d'abondant débris de charbon et de la pyrite de néoformation. Dans ce type de dépôt on rencontre souvent des formes curieuses, propres du Permien de la Montagne Mecsek, ayant la forme de disques plus ou moins réguliers, circulaires, légèrement comprimés, ressemblant par endroits à des impressions de Bivalves. On voit parfois sur tous les deux côtés de ces disques des bosses, cicatrices et fosses circulaires ayant une symétrie quintuple et donnent la fausse impression d'une origine organique.

Les concrétions rencontrées dans le champ minéralisé NW ont des formes semblables, mais leurs dimensions varient entre 2 et 20 cm. Pour la plupart, elles ont une forme discoïde, avec parfois des bosses coniques au milieu de la face supérieure du disque. Parmi les concrétions il y a parfois des formes ressemblant étroitement à des impressions de Bivalves, mais elles sont circulaires pour la plupart (Planche VII, Fig. 25–26)

La distribution du carbonate dans le complexe à concrétions est fort remarquable. La teneur en carbonate total, exprimée en calcite, n'augmente brusquement que dans les couches les plus jeunes: dans les couches inférieures, il y a un changement brusque, et à partir de là la teneur est uniforme, entre 5 et 6%, jusqu'au grès du mur. Les grès arkosiques se trouvant en-dessus et en-dessous du complexe accusent des teneurs à peu près identiques, ce qui correspond même selon d'autres études au taux du ciment carbonatique habituel des roches psammitiques de la Montagne Mecsek.

Les analyses chimiques des roches constituant la série révèlent

1. l'enrichissement de la silice dans le toit et le mur du complexe à concrétions;
2. l'enrichissement du fer total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) dans le complexe à concrétions,
3. Le taux de carbonate total d'une part et d'alumine d'autre part se comportent de façon complémentaire, l'un étant bas quand l'autre est élevé et vice versa (Fig. 1).

Afin d'étudier les concrétions susvisées, nous les avons découpées en tranches de 3 à 4 mm d'épaisseur parallèlement au plan du disque et perpendiculairement à sa circonférence. Nous les avons soumis à des études microscopiques, chimiques etc

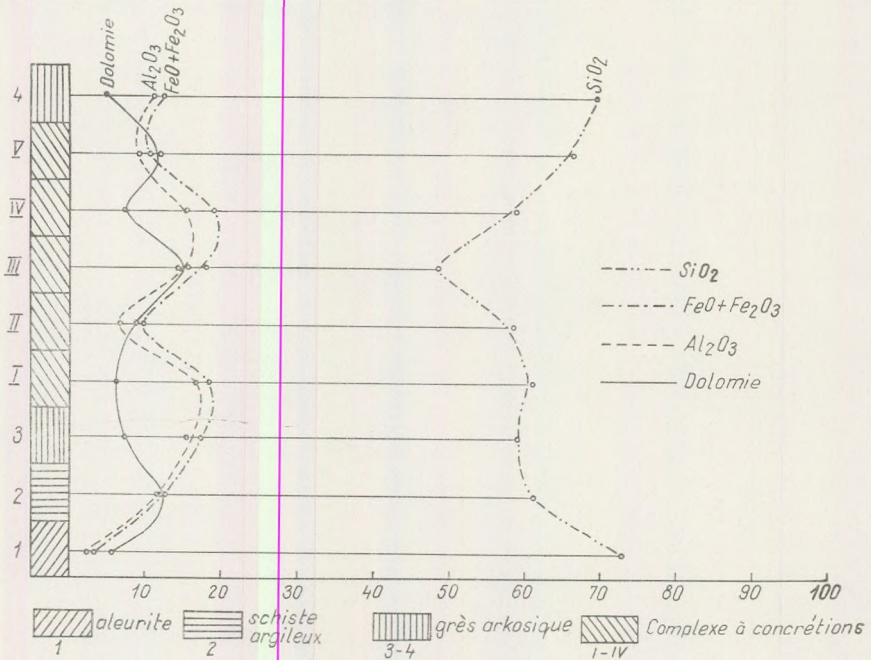


Fig. 1.

Dans la partie centrale du disque on trouve presque toujours des débris de plantes, possédant parfois la structure caractéristique du tissu végétal. Cette partie est englobée, de tous côtés dans les concrétions „mûres” et de façon demi-circulaire dans la plupart des cas, par une formation carbonatique de couleur blanche, blanc jaunâtre, épaisse de 0.5 à 8 mm, tranchant nettement sur la pâte. Cette formation montre des excroissances ressemblant à des épines, ou, dans le cas des concrétions mûres, des veinules surfines qui mènent à l’anneau circulaire en bordure de la concrétion.

Il existe des concrétions dont la partie centrale est d’une structure bréchoïde, le „débris” étant cimenté par de la dolomie. Ce débris se distingue surtout par sa couleur, se composant de façon prépondérante également de dolomie.

Les concrétions contenant un riche débris de charbon forment un groupe à part. Ce groupe se distingue aussi par son habitus, ayant des formes irrégulières et ne contenant que très rarement des néoformations de dolomie. Le débris de charbon est distribué de façon capricieuse, mais les fragments le plus for-

tement carbonisés („houille maigre”) se rencontrent surtout vers le milieu, tandis que les fragments moins carbonisés („houille grasse”) s'enrichissent dans les parties extérieures.

Sous le microscope on observe des différences remarquables entre la granulométrie des parties centrale et périphérique. La partie centrale se compose de grains de 1 à 10 microns; les grains grossissent vers l'extérieur, atteignant jusqu'à 80 microns

Les grains ne sont pas toujours bien nettement définis: ils montrent plus souvent des contours vagues caractéristiques des „agrégats de coagulation” déposés à partir d'une suspension. D'après ce que nous venons de décrire, nous considérons comme l'une des conditions de formation de ces concrétions la distribution des grains dans ordre de leur taille. A notre avis la cause de la compaction du matériel est la coagulation par simple cohésion de „noyaux de coagulation” à charges opposées, sous l'effet de conditions colloïdo-chimiques appropriées.

Du point de vue colloïdo-chimique, la concrétion n'est autre chose qu'une „molécule géante d'adsorption”, impossible à décrire par une formule chimique même si l'anion est le même (CO_3) partout. La différence de charge (charge de surface, charge de dipôle) entre les noyaux est due au fait que l'ion de potassium des constituants siallitiques primaires (de l'illite), facilement échangé, l'est temporairement par les ions Ca^{++} , Mg^{++} (ou Fe^{++}) à plus forte charge, contenus dans le milieu carbonatique. Cet échange s'est poursuivi jusqu'à ce que l'équilibre fût atteint au cours de la diagénèse.

La différence essentielle entre concrétions et roche encaissante réside dans la distribution des carbonates et des minéraux argileux. Ce sont les concrétions qui sont plus riches en carbonate, tandis que la roche encaissante se distingue par l'abondance des siallites.

La présence et le rôle de la pyrite constitue une autre différence remarquable. Ce minéral est beaucoup plus fréquent dans la roche encaissante que dans les concrétions, étant syngénétique dans le premier cas et épigénétique dans le second. Le FeS_2 de la roche encaissante possède des formes arrondies caractéristiques, à excroissances capricieuses. L'habitus et les traits observés en lumière réfléchie de la pyrite syngénétique suggèrent la bactériopyrite. L'enrichissement, substantielle par endroits, de la *bactériopyrite* prouve que la pélite s'est formée en effet dans des dépressions stagnantes, mal aérées et pauvres en oxygène du bassin sédimentaire permien.

Les analyses chimiques des parties individuelles des concrétions révèlent des rapports intéressants:

Sont enrichis dans le noyau intérieur de la concrétion. CaO , FeO , CO_2 ; dans sa partie périphérique: SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O (Fig. 2.).

Le taux plus élevé de Si, Al (et eau) à la périphérie s'explique par l'abondance des constituants siallitiques, étant en rapport inverse avec le taux de carbonates totaux. (Fig. 2.).

Le diagramme de DTA révèle que Si, Al, K et eau constituent l'illite (le dernier minéral argileux), le reste des éléments étant lié à des radicaux de CO_3 .

Les formations secondaires se trouvant à l'intérieur des concrétions peuvent être dues soit à un retrait par assèchement (structures bréchiques occasionnelles), soit à la néoformation de minéraux carbonatiques remplissant les cavités. Les formations secondaires se sont produites exclusivement à l'intérieur des concrétions déjà développées plutôt que s'être précipitées à partir des eaux de filtration circulant autour de celles-ci. Se rencontrant surtout autour des débris de charbon, elles les encroûtent, ce qui indique le rapport étroit entre charbon et formations secondaires. Le rôle du charbon peut être dû au CO_2 d'adsorption qu'elle dégage au cours de sa „désactivation” et qui précipite les ions de Ca, Mg et Fe sous forme de dolomie relativement riche en fer (mais qui n'est toutefois pas encore une ankérite !), suivant l'ordre croissant des solubilités. Il y a normalement deux couches: *a*) une extérieure, légèrement fibroradiée, et *b*) une intérieure, à structure mosaïque et manifestant de la polarisation en agrégat.

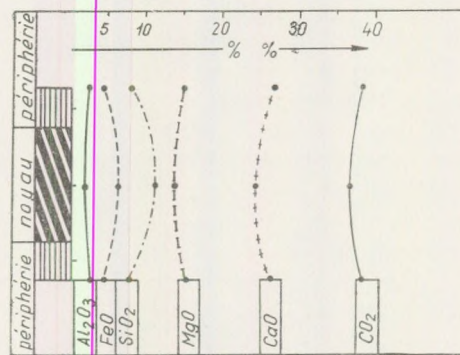


Fig. 2.

À côté de la dolomie secondaire on reconnaît le quartz et un minéral plus réfringent ($n = 1.60$). Le quartz cimente les cristaux de dolomie ou constitue des grains individualisés. Il contient presque toujours des inclusions de gaz (vraisemblablement de CO_2) qui se distinguent des inclusions du quartz magmatique par leur désordonnement complet.

Dans la zone marginale de la concrétion, des précipitations de gypse en lattes et minuscules agrégats sont assez fréquentes. Formant des grains interstitiels entre les grains de la dolomie, elles la métasomatisent.

Les concrétions sont encroûtées par une couche caractéristique, blanc jaunâtre ou grisâtre à l'aspect fibreux qui se répète occasionnellement plusieurs fois. Des veines fibreuses d'aspect pareil se rencontrent aussi dans le complexe à concrétions. Elles y sont parallèles ou perpendiculaires à la striation de la roche encaissante et se prolongent parfois aussi au travers des concrétions. Ce matériau fibreux se compose de sidérite.

Analyse chimique de la sidérite

Exécutée par V. Tolnay

SiO ₂	9.27%
FeO	38.46
Fe ₂ O ₃	1,73
FeS ₂	5.23 (calculé à partir de la teneur en S)
CaO	2.84
MgO	7,67
H ₂ O ⁻	0.09
H ₂ O ⁺	trace
CO ₂	34.32
SO ₃	trace
<hr/>	
Σ	99,61%

c) Calcite — CaCO₃

Son rôle est de beaucoup inférieure à celui de la dolomie. Etant sans importance particulière même dans le ciment du grès, elle se manifeste sous deux formes typiques :

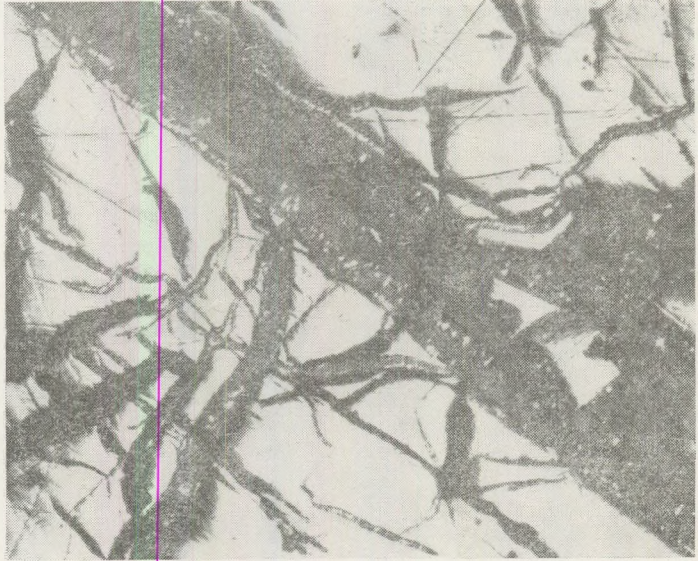
- a) remplissant des fissures transversales (manganocalcite) et
- b) en cristaux individualisés et agrégats, remplissant des cavités.

La manganocalcite se rencontrant dans les fissures forme des rhomboèdres (10 $\bar{1}1$) de la taille du centimètre. Dans les cavités, les formes comprennent le rhomboèdre 1/4-R et des combinaisons de faces (01 $\bar{1}2$), (10 $\bar{1}0$), indiquant une formation à température moyenne ou basse. La calcite et la dolomie se forment actuellement par l'évaporation des eaux circulant dans la mine.

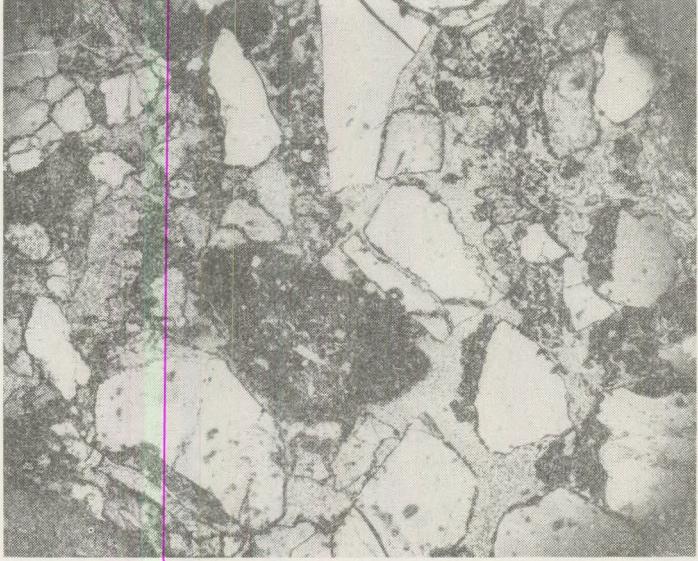
La formation de la calcite, manganocalcite, quartz enfumé et dolomie s'explique probablement par l'action de solutions ascendantes.

Il est à noter que le front de taille S de la grande carrière de Erdősmecske a découvert un filet épais de plusieurs centimètres, de direction NE—SW se composant de manganocalcite, ankérite et quartz, contenant de la pyrite, calcopyrite, galène, blende et molybdénite. D'après les observations faites jusqu'ici dans les mines et carrières il n'y a pas de connexion évidente entre les processus ascendantes reflétés par le granite d'une part et par le complexe uranifère d'autre part. *Pourvu que les formations hydrothermales du granite de Erdősmecske se soient formées postérieurement à la déposition des terrains permienens, on pourrait envisager une connexion entre les phénomènes ascendantes du complexe uranifère et le volcanisme mésozoïque de la Montagne Mecsek.*

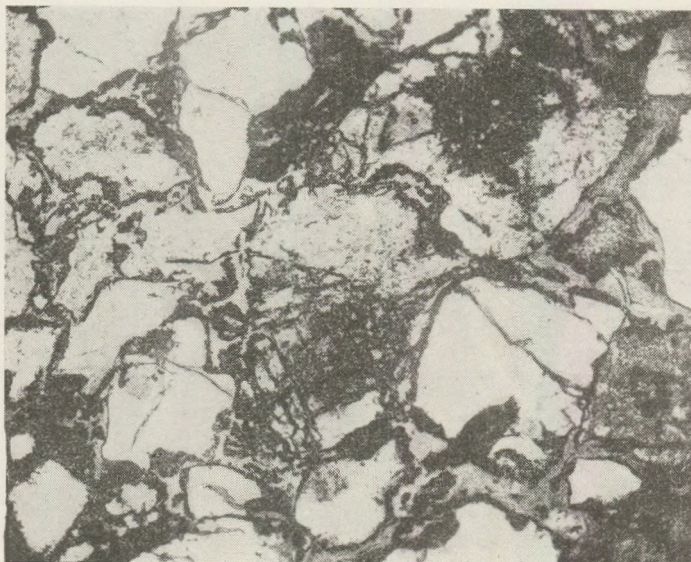
Planche I.



1.



2.



3.

Fig. 1. „Galet” de pechblende en lumière réfléchie. Les fissures sont remplies de quartz contenant des nids de PbS.
Champ NW, 1 : 85. Nic. //.

Section polie, immersion en huile.

Fig. 2. Galet de pechblende à bordure corrodée, resorbée, dans du grès arkosique. Champ NW, 1 : 45. Lame mince

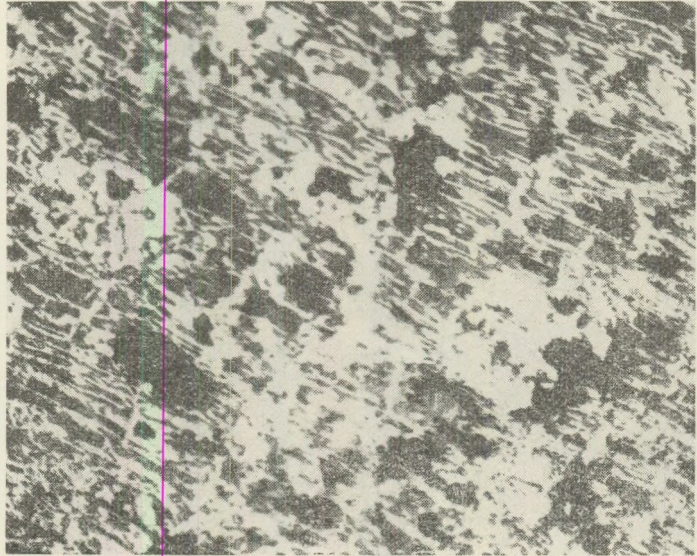
Fig. 3. Imprégnations secondaires de pechblende dans une pâte d'hydromica potassique (noire et gris noirâtre).

Champ NW. Nic. //, 1 : 25

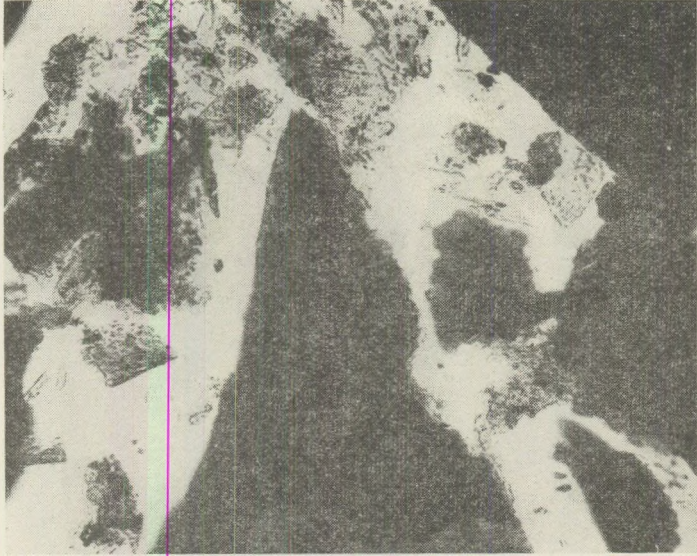
Fig. 4. Pechblende secondaire („carburane”) dans une cavité de cellule d'un tronc d'arbre carbonisé.

Champ SE, 1 : 250 (lame mince)

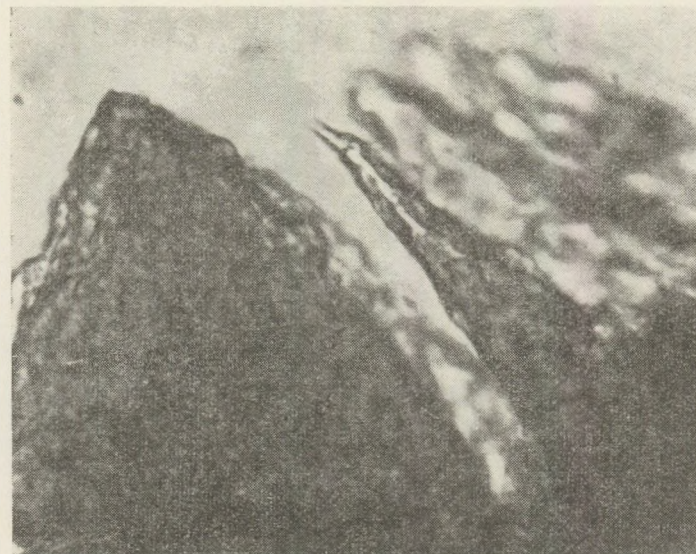
Planche II.



5.



6.



7.

Fig. 5. Formation secondaire de pechblende dans le tissu d'un tronc d'arbre silicifié et carbonisé. Champ NW. 1: 125.

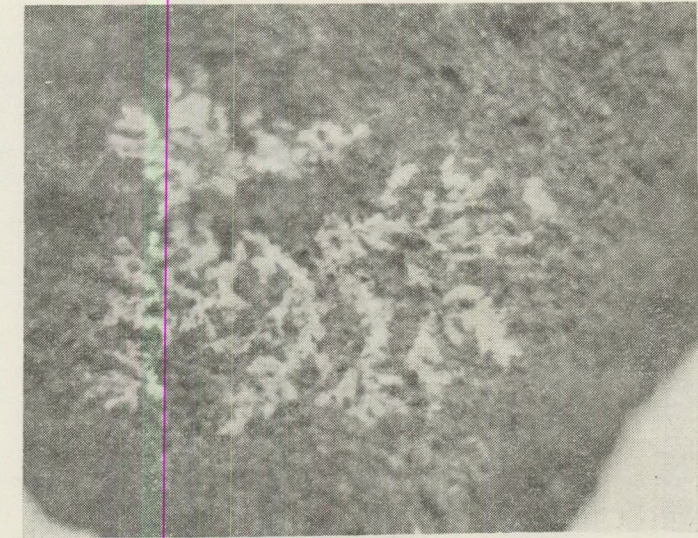
Section polie, immersion en huile

Fig. 6. Débris de pechblende (noire) et hydromuscovite potassique imprégnée de U_3O_8 (gris nairâtre).
Champ SE. 1: 25. Fraction lourde

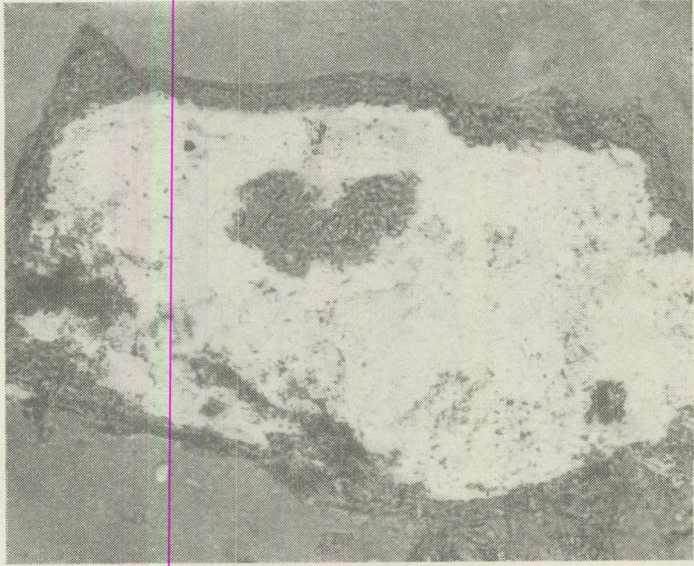
Fig. 7. Soddyite à terminaisons pyramidales, formée par voie épigénétique à partir de la pâte de micas chromifère et potassique, imprégnée de pechblende. Champ SE. 1: 125. Fraction lourde.

Fig. 8. Plages de coffinite et inclusions dans l'hydromica potassique. Champ NW. 1: 450. Fraction lourde

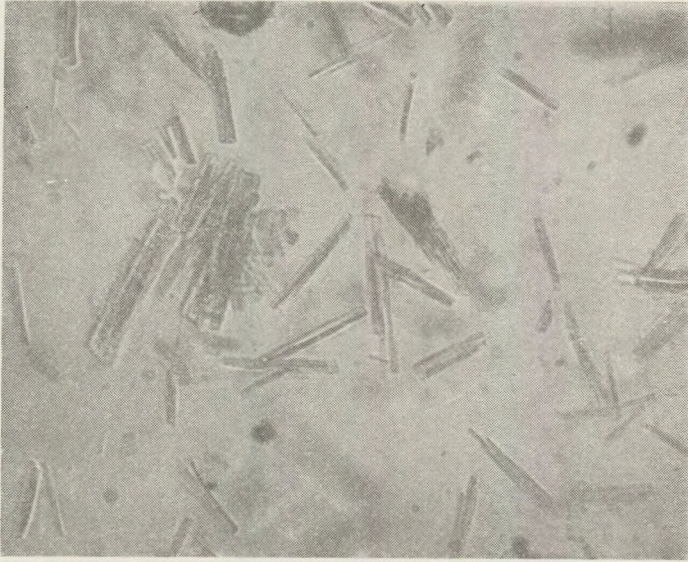
Planche III.



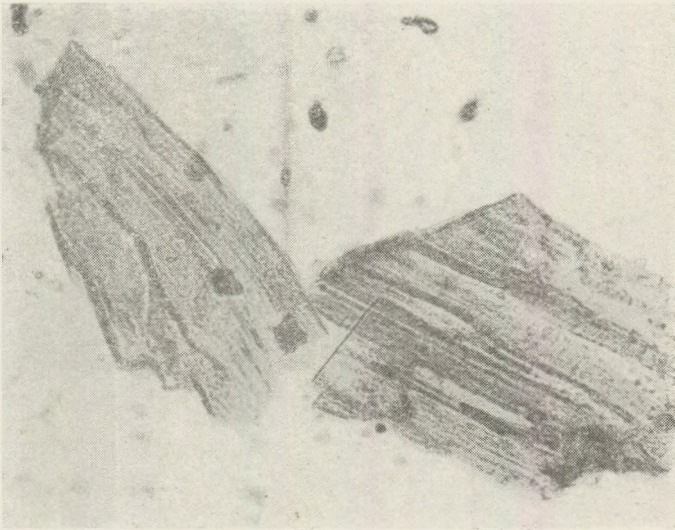
9.



10.



12.



11.

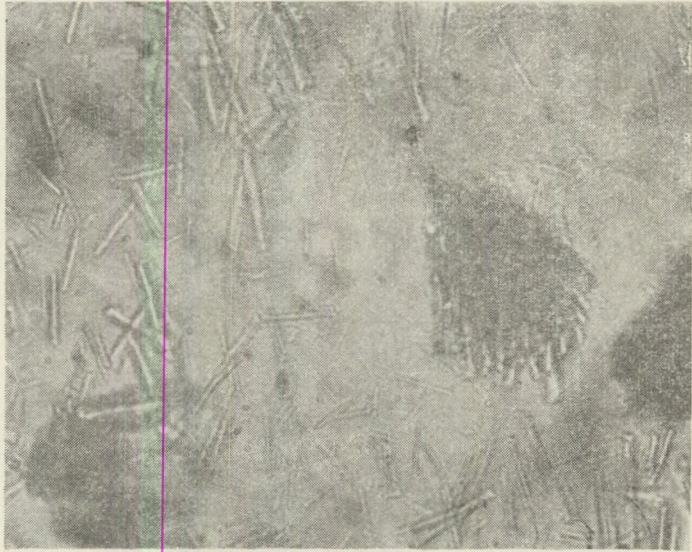
Fig. 9. Liebigite dendritique sur plan de clivage de grès arkosique. Lumière UV, 1 : 3. Champ NW.

Fig. 10. Écaille de liebigite perpendiculaire à l'axe *c*. Champ NW. 1 : 175. Nicols croisés

Fig. 11. Cristaux de „métalibigite“, Champ NW. 1 : 152

Fig. 12. Lattes monocliniques de la zippéite et de l'uranopilite. Champ SE. 1 : 600

Planche IV.



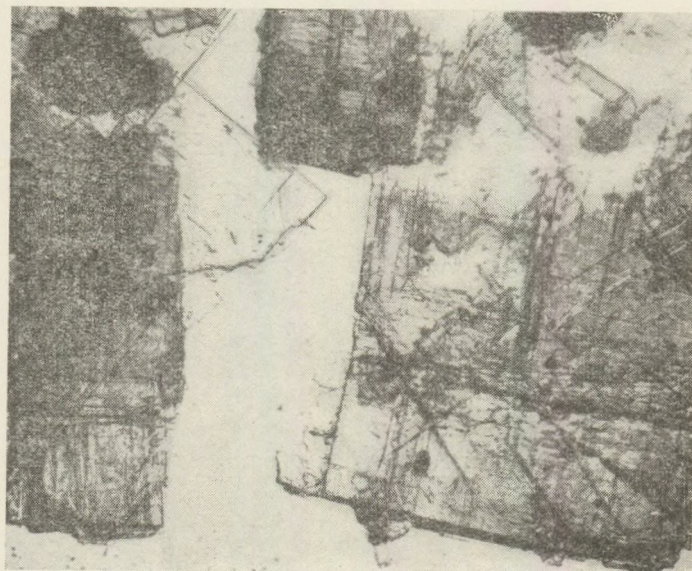
13.



14.



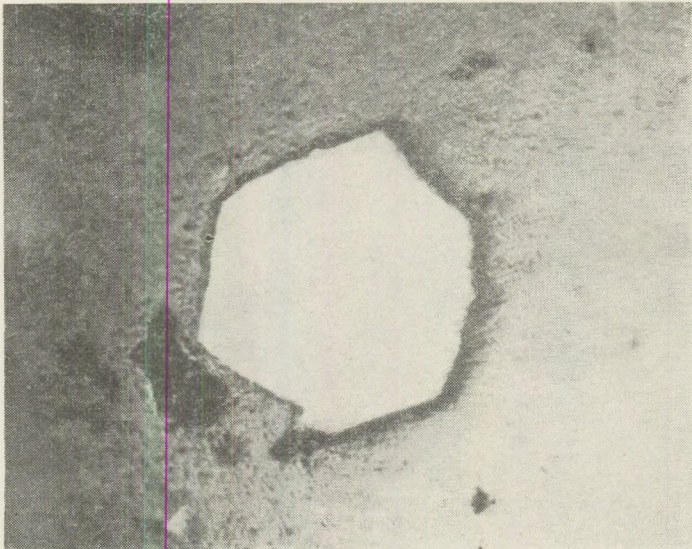
16.



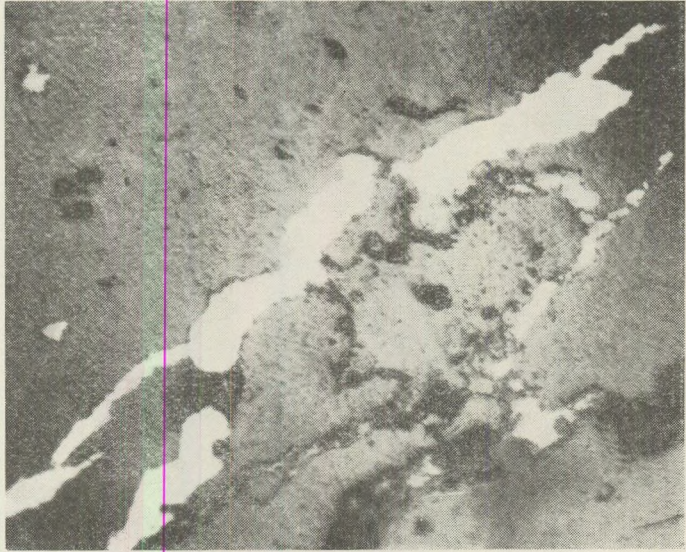
15.

Fig. 13. Uranopilite sur un tronc d'arbre carbonisé. Illumination UV, Champ SE, 1 : 3
Fig. 15. Ecailles tétraédrales de l'autunite. Champ SE. 1 : 325
Fig. 16. Saléite, Badacsonyörs. X 325

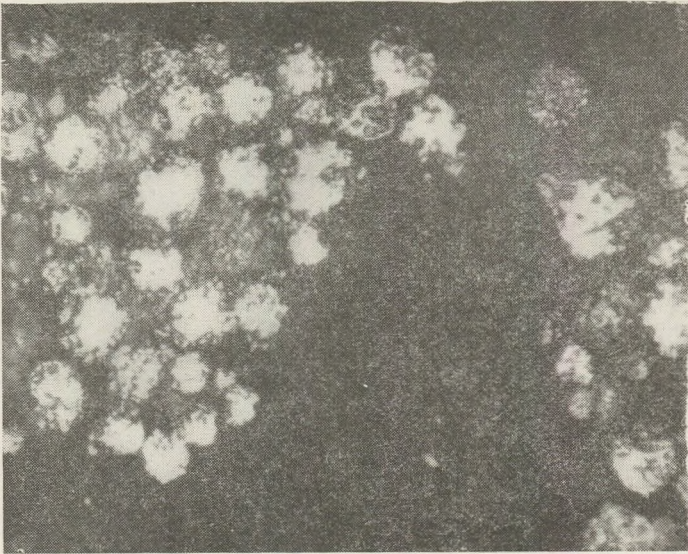
Planche V.



17.



18.



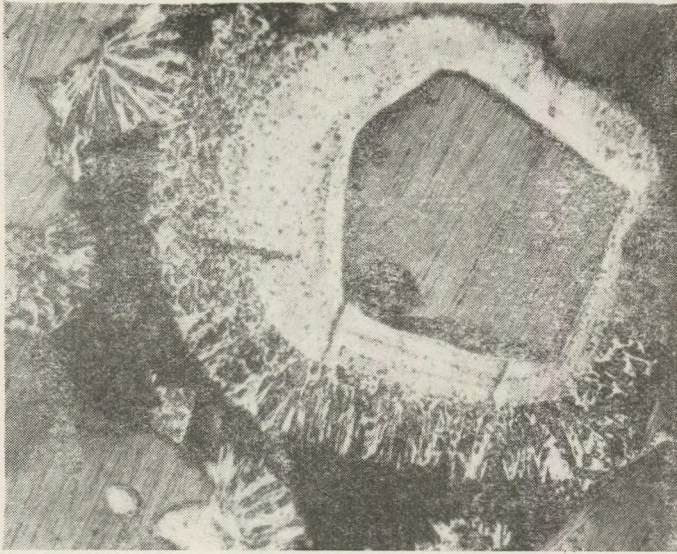
19.

Fig. 17. Cristal idiomorphe de cobaltite dans du grès arkosique contenant de l'hydromica potassique et de la pechblende. Champ NW, 1 : 250, section polie, immersion en huile

Fig. 18. Veimule indépendante de chalcopyrite dans une plage d'hydromica potassique imprégnée de pechblende. Champ NW, 1 : 125, section polie, immersion en huile

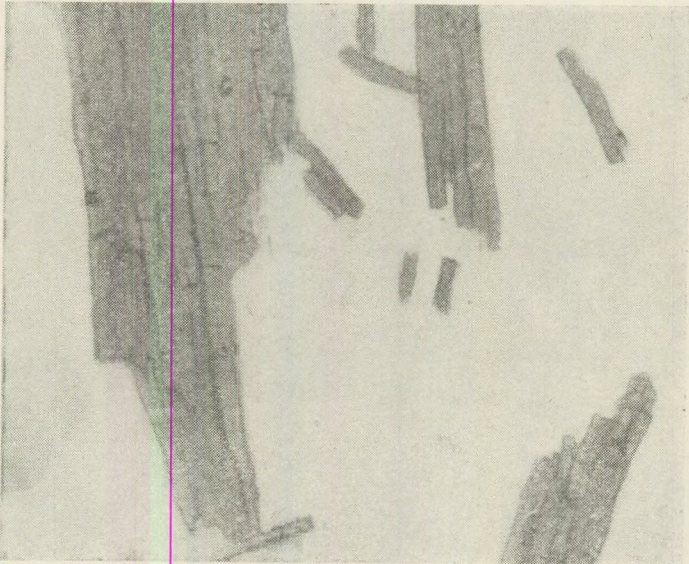
Fig. 19. Agrégats de bactériopyrite. Champ NW, 1 : 75, Section polie, immersion en huile

Fig. 20. Incrustation de pyrite (blanche) et marcasite (fibreuse, blanc grisâtre) autour d'un grain de quartz idiomorphe. Champ SE, 1 : 45. Section polie, immersion en huile



20.

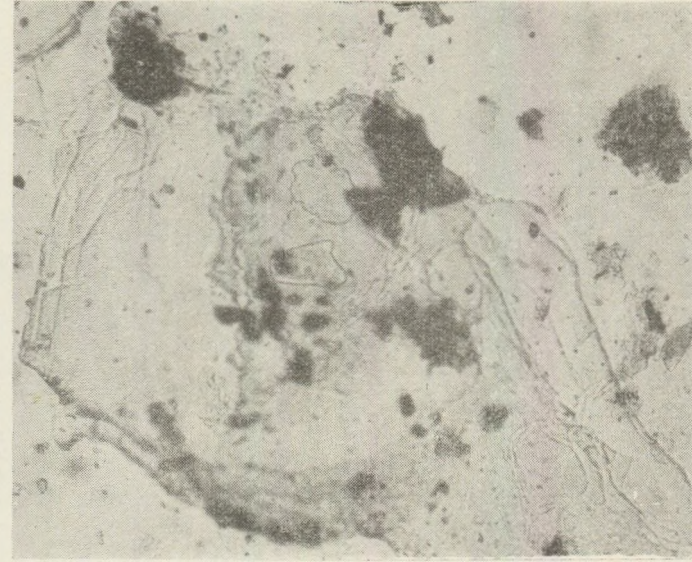
Planche VI.



21.

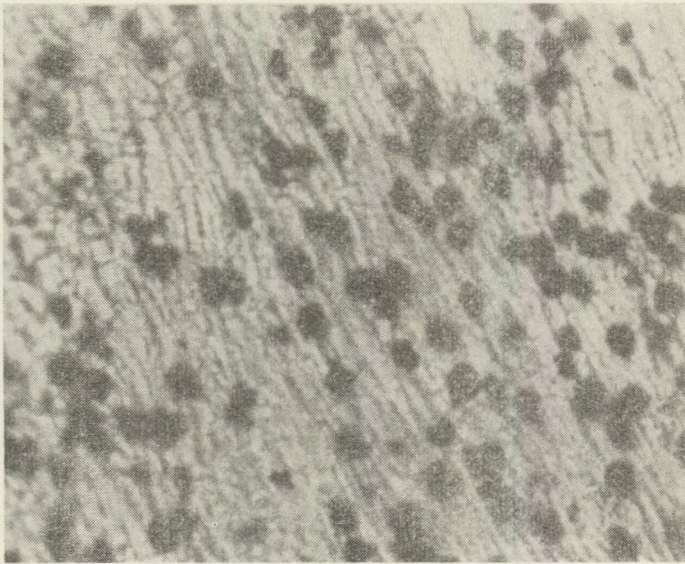


22.



24.

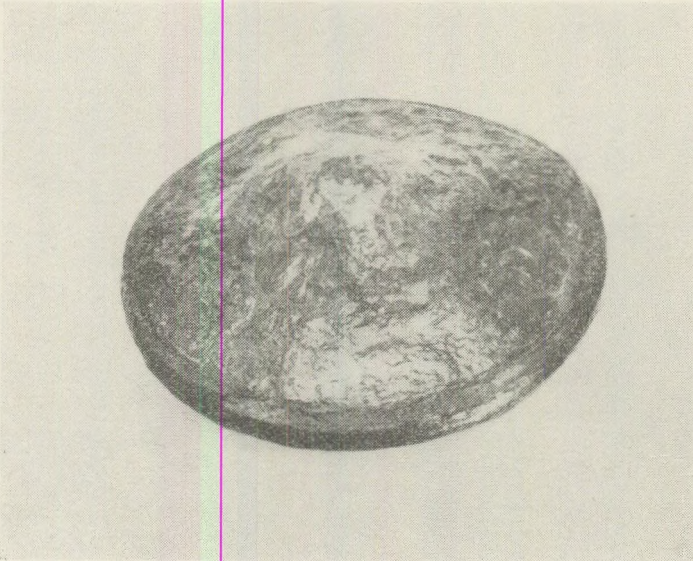
Fig. 21. Ecailles perpendiculaires à l'axe *c* de l'hydromica chromifère. Champ NW, 1: 180, Nicols //
 Fig. 22. Formation de soddyite et d'hydromica chromifère dans les cavités des cellules d'un tronc d'arbre
 dolomitisé et siliceifié. Champ SE, 1: 180



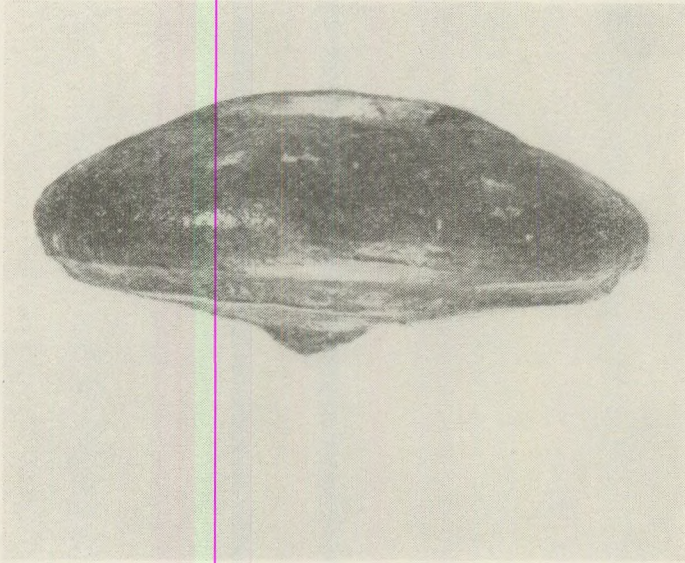
23.

Fig. 23. Mica chromifère à agrégats de soddyite et de pechblende. Champ SE, 1: 180
 Fig. 24. Ecailles d'hydromica potassique à disséminations de pyrite et pechblende. Champ SE, 1: 125

Planche VII.



25.



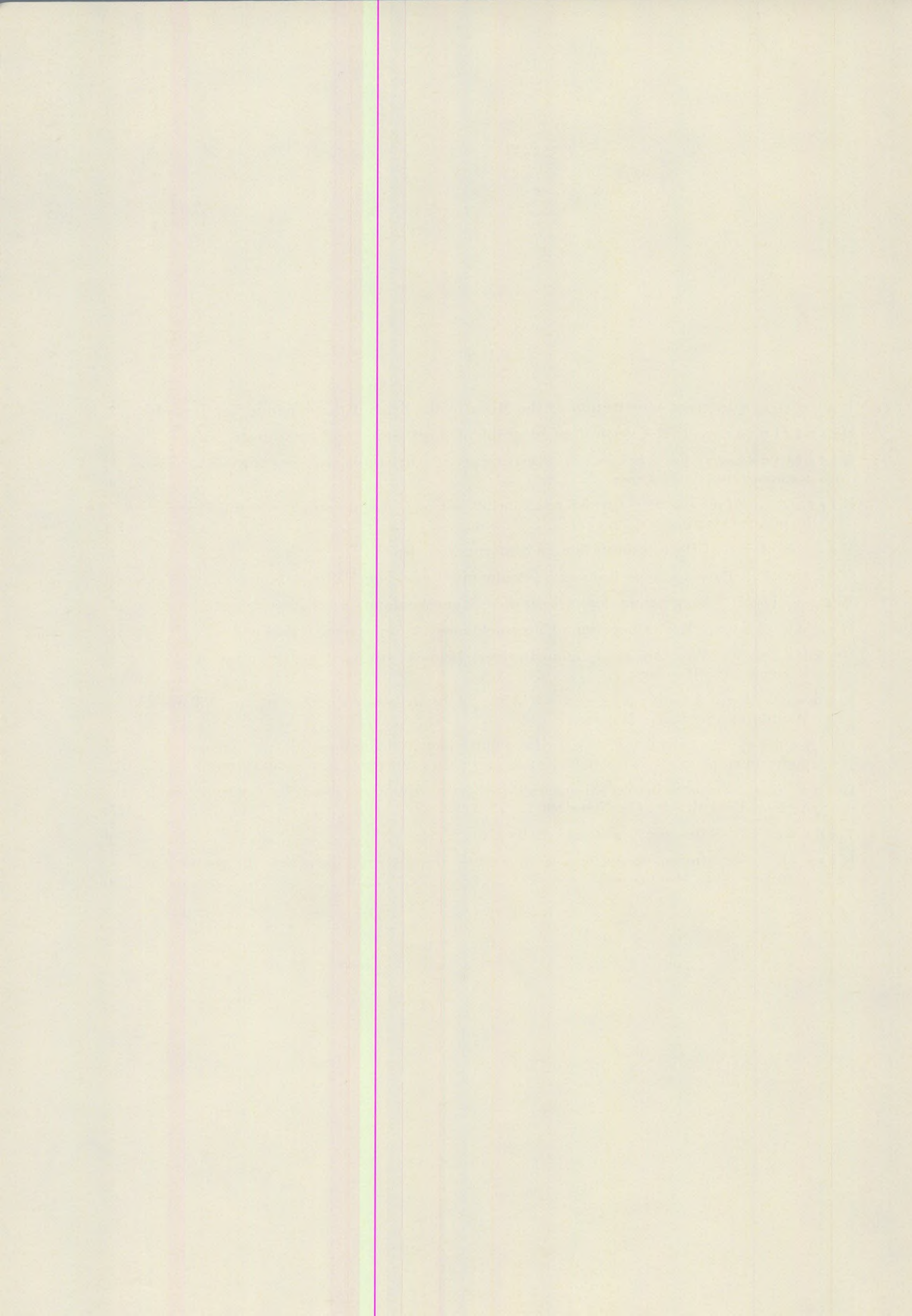
16.

Fig. 25. Concrétion vue de haut. Champ NW. 1 : 1

Fig. 26. Concrétion vue de côté. Champ NW. 1 : 1

I N D E X

Egyed, L.: Internal constitution of the Moon in the light of the dynamic Earth model	3
Bisztricsány, E.: A vertical seismograph of short period and great magnification	7
Bisztricsány, E. - Kiss, Z.: Dispersion of surface-waves crossing areas of various crustal thickness	9
Kiss, Z. - Simon, B.: On the relationship between seismic amplitude and charge in quarry blasting	13
Meskó, A.: Gravity interpretation and information theory	15
Géczy, B.: Pathologische jurassische Ammoniten aus dem Bakony-Gebirge	31
Wagner, M.: Auswertung der pleistozänen Schneckenfauna von Dunaszekcső	41
Havas-Bohn, M.: Fluoreszenz-Untersuchungen an miozänen Gastropoden	53
Gokhale, N. W.: An areal, quantitative, chemical study of the granites of the Velence hills, Hungary	69
Radwansky, A. - Szulczewski, M.: Jurassic stromatolithes of the Villány Mountains (Southern Hungary)	87
П. Донат, З. - Шимо, Б.: Дополнительные исследования по изучению соотношения структуры и водосвязности филлипситов и гоннардитов	109
Buda, Gy.: Statistische Verteilung und qualitative Kennzeichnung der Feldspate im Andesit-Lakkoli des Csódi-Berges	123
Vadász, E.: Notes sur la géologie du basalte	133
Kiss, J.: Constitution minéralogique, propriétés et problèmes de gènesè du gisement uranifère de la Montagne Mecsek (I)	139



A kiadásért felelős: az Eötvös Loránd Tudományegyetem rektora
A kézirat nyomdába érkezett: 1965. december — Megjelent: 1966. szeptember
Terjedelem: 16,5 (A/5) ív — Példányszám: 500
Készült: mono szedéssel, íves magasnyomással, az MSZ 5601–59 és az 5602–55
szabvány szerint
65.4049. Állami Nyomda, Budapest

