

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS IV.

1960

REDIGIT:

L. EGYED



TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1961

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS IV.

1960

REDIGIT:
L. EGYED



TANKÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1961

ANNALES
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM
BUDAPESTINENSIS
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO BIOLOGICA
incipit anno MCMLVII.

SECTIO CHIMICA
incipit anno MCMLIX.

SECTIO GEOLOGICA
incipit anno MCMLVII.

SECTIO HISTORICA
incipit anno MCMLVII.

SECTIO IURIDICA
incipit anno MCMLIX.

SECTIO MATHEMATICA
incipit anno MCMLVIII.

SECTIO PHILOLOGICA
incipit anno MCMLVII.

GEOBIOLOGY OF THE MIDDLE MIocene FAUNA FROM SZOKOLYA (BÖRZSÖNY MOUNTAINS)

T. BÁLDI

Paleontological Institute, Eötvös University Budapest
(Received 1960 April 13.)

SUMMARY

The first part of the paper summarizes the stratigraphical relations of the south-eastern part of the Börzsöny Mountains, with special attention to the position of the beds containing the fauna of Szokolya. In the second part, the biostratigraphical analysis of the Szokolya fauna is given. The deeper portions of the series, the volcanic formations, the diatomaceous earth and silicified marl, containing insignificant macrofauna, were ranged into the Helvetian by their microfauna. The overlying clay with Nassa and Pleurotoma, yielding a macrofauna of the Baden clay type, belongs to the Lagenid zone of the lower Tortonian. In the third part of the paper, the palaeoecological analysis of the above-named clay with Nassa and Pleurotoma is performed. The final conclusions may in all probability be generalized to the circumstances of formation of the localities of Baden clay facies situated elsewhere.

As defined by Várássz (1957), geobiology "deals with knowledge concerning the geohistorical role of organic life" (p. 51). It is composed of two elements, namely of biostratigraphy and of the research on the evolution of the geological (ecological) factors determining life. The latter discipline is summarized under the name palaeoecology.

The geological relations of the environment of Szokolya were treated in more detail by H. Böckh (1899), A. Boda (1923), I. Ferenczi (1925—28) and I. Gáál (1931). The sequence of the formations was recognized essentially correctly already by H. Böckh.

Of the formations cropping out to the surface, the fine sands and clays with "Pectunculus", disclosed around Nógrádverőce at a number of points, are oldest. Their fauna has been described by H. Böckh who determined its age to be upper Oligocene. It is, however, beyond the limits of our present topic to enter here into details concerning the "Chattian-Aquitanian problem".

In the cover of the Pectunculus complex there occur coarse cross-stratified sands bearing mica and fine gravel, with local intercalations of grey fine sand of shaly cleavage, which is, however, no Schlier yet. This series was relegated by H. Böckh into the Burdigalian, because of the locally abundant occurrence of "*Pecten praescabriusculus*", which was, however, revealed to be *Chlamys scabrella* by a recent re-determination. Consequently, the Chlamys series may be parallelized with the Chlamys sands of Cinkota and those overlying the brown-coal complex in the Salgótarján basin. These were shown by I. Csereghy-Meznerics to belong to the Helvetian (1952). Thus, a hiatus comprising at least the Burdigalian has to be reckoned with between the "Pectunculus" sands and the Chlamys sands. The contact of the two formations is nowhere disclosed.

The Chlamys sands pass upwards gradually into a tuffitic complex. On the western end of the village Kismaros, near the railway guard house, at the mouth of a gully coming down from Gál Hill, this transition is especially well visible. In the disclosures there, the grey quartz sands are overlain by clayey tuffite, containing single corals and a Molluse fauna of poor preservation. Proceeding upwards in the gully leading up to Gál Hill, a cross section of this series of tuffites or biotite-amphibole andesite, containing variable amounts of quartz sand and gravel, can be seen. There still occur locally some Chlamys. The Helvetian sedimentation was still going on at the time the andesite volcanism has commenced. The volcanic matter mixed with the quartz sand is no product of denudation and re-deposition, but of direct scattering (as proven by the bombs bedded into the tuffite, showing not the least trace of transport).

The tuffite is overlain by an agglomerate of biotite-amphibole andesite, although the exact distinction of the two is still a task of the future. The andesite agglomerate, which is no more than 20 to 50 metres thick here, was deposited after all indications on dry land. This terrestrial period went on for a time after the conclusion of the volcanic activity, too, as proven by the terrestrial and fresh-water deposits overlying the andesite.

On Borbély Hill, situated south of Magyarkut, a coarse conglomerate of 60 metres thickness lies above the andesite agglomerate. Besides quartz grains and finer quartz gravel, the conglomerate consists of boulders and gravel of biotite-amphibole andesite as well as of weathered grains of feldspar, biotite and amphibole, with a clayey cement. The andesite boulders reach the size of half a metre. The deeper beds of the conglomerate are a greyish green; the detritus is rather poorly rounded; there occur frequent intercalations of sandstone. The layers lying farther up are rust-brown or yellow, the andesite material is excellently rounded, the individual grains are covered by a gleaming crust of weathering, strikingly resembling desert varnish. The entire complex is characterized by irregular bedding. It is covered by fresh-water limestone lacking fossils, with intercalations of diatomaceous earth.

The terrestrial conglomerate interbedded between fresh-water limestone and diatomaceous earth on the one hand and the andesite on the other can be traced everywhere in the neighbourhood of Magyarkut. Matters are, however, different around the Pauncez gully. Here the diatomaceous earth complex, with subordinate interbeddings of fresh-water limestone, is directly overlying the andesite agglomerate. The diatomaceous earth exhibits a foliation like slaty cleavage, and contains here and there some thin layers of silica formed by direct precipitation; its lime content varies abruptly and quite irregularly in the vertical sense (from 0 to 90 per cent). It contains a limited number of angular quartz grains and weathered biotite and amphibole and has yielded no microfauna. Locally there occur on the cleavage surfaces the impressions of small fishes (*Leuciscus* sp.?). The diatomaceous flora consists, according to a preliminary investigation by M. H a j ó s, of fresh-water species. It is consequently beyond doubt that the diatomaceous earth is a fresh-water formation. The eroded matter of the surrounding, freshly formed andesite mountains was accumulated in the lowest sinks of the relief developed subsequent to the volcanic activity. The lake which came to exist later, in which the diatomaceous earth and fresh-water limestone were deposited, has "transgressed" beyond these sinks wherefore it occurs occasionally directly on top of the andesite complex.

The Geological Profile of the Localities of Occurrence of the Fauna of Szokolya

The fauna which is the topic of the present paper was found in the formation covering the diatomaceous earth. The localities are situated north of the village Szokolya, one of them on a hill of the name of Agyigácsó, immediately adjoining the village, beside the graveyard and the Reformed church, the other one, the so-called Magyarma, on one of the digitations of Szőlő Hill. The disclosures are rather poor, most of the fauna was collected on farmlands, as thrown up by ploughing. The scanty disclosures were supplemented by prospecting trenches, with the purpose of obtaining the necessary material for microfaunal studies. It follows from these circumstances that a collection of the macrofauna with microstratigraphical methods was out of question. However, the collection was performed from bed to bed as far as possible.

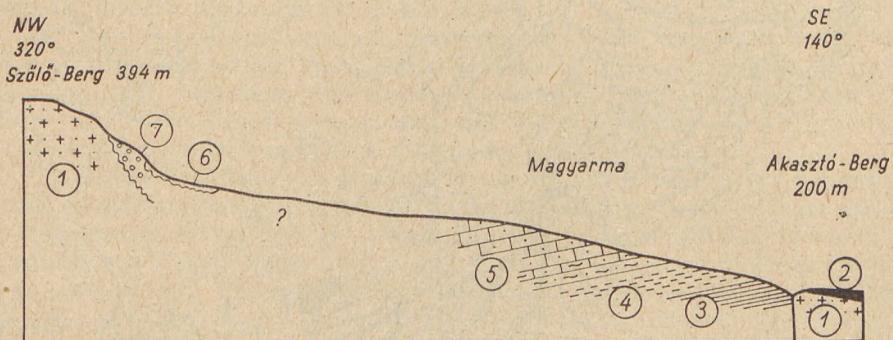


Fig. 1. Geological profile north of Szokolya between Szőlő Hill and the Magyarma
Symbols: 1. Garnet-bearing biotite-amphibole andesite agglomerate, 2. Diatomaceous earth, 3. Silicic clay, 4. Nassapleurotoma clay, 5. Sandy marl with Dentalium and Pteropoda, with limestone intercalations, 6. Lithothamnian limestone, 7. Andesite conglomerate of calcareous cement

The lowest member of the sedimentary series is a brownish yellow hard non-plastic silicic clay of shaly cleavage and foliation. Its lime content surpasses 1 per cent only in the uppermost parts. Besides very scarce quartz grains it contains a few grains of amphibole and biotite, results of the denudation of the andesite environment. The surfaces of cleavage are full of shells of poor preservation of *Varicorbula gibba* Olivi and *Varicorbula carinata* Ben., with occasional leaf impressions. By the microfauna, this formation may be subdivided into two horizons: the microfauna of the lower horizon is very scarce, consisting mostly of *Strebulus beccarrii* L. In the upper horizon a more copious microfauna is encountered, with the forms *Globigerinoides triloba* (Rss.), *G. bisphaerica* Todd and *Bulimina elongata* D'Orb. The total lack of Orbulina and the almost total lack of the Lagenids is remarkable. Needles of *Silicispongia* are abundant. Fish scales are very frequent in both zones.

The formation immediately underlying the silicic clay is not disclosed. However, the silica content evidently indicates a genetic connection with the diatomaceous earth. Therefore it is to be assumed that the silicic clay, disclosed in a thickness of 10 metres, is developed gradually out of the diatomaceous earth, in the course of a continuous sedimentation.

The silicic clay becomes increasingly plastic upwards, passing into the yellow and gray plastic clay with Nassa and Pleurotoma. This clay has yielded a fauna which in composition and excellent preservation resembles that of the Baden clay.

The phytoplankton is represented by abundant fossils. The remains of Coccolithophorida and Discoasterida are studied by M. B á l d i - B e k e . Diatoms and fragments of Radiolaria are likewise abundant.

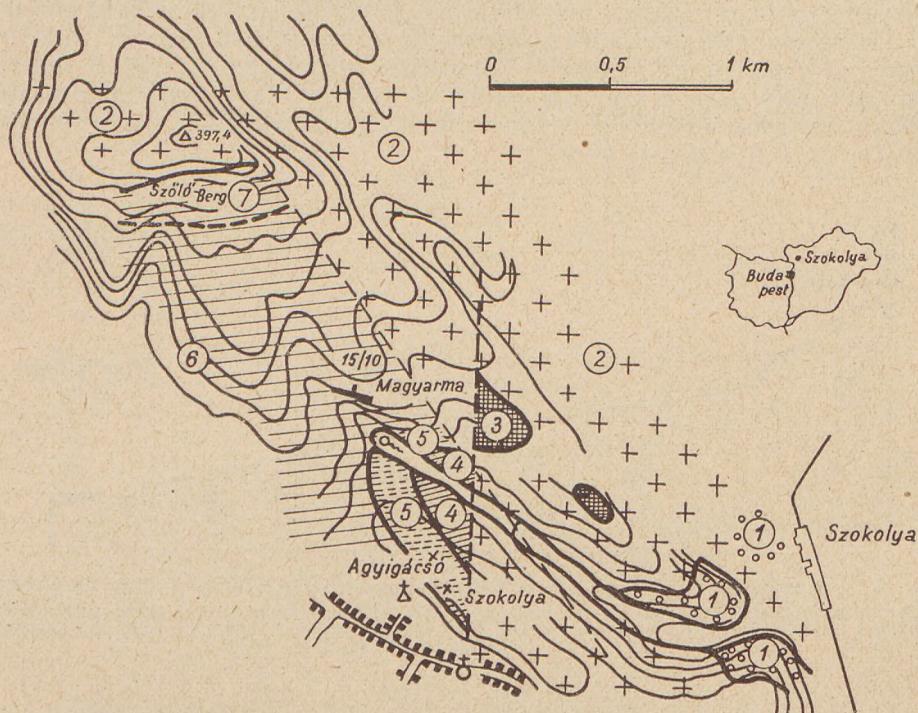


Fig. 2. Geological map of the environment of the Szokolya localities

Symbols: 1. Helvetician sands and clays, 2. Garnet-bearing biotite-amphibole andesite agglomerate, 3. Diatomaceous earth, 4. Upper Helvetician silicic marl, 5. Nassa-Pleurotoma clay, 6. Sandy marl with Dentalium and Pteropoda, 7. Lithothamnian limestone. — = fault line, x = fauna localities

The exceedingly rich Foraminifera fauna is under treatment by M. R. N y í r ó . She had the kindness to transmit her results for the purposes of this publication. By the Foraminifera fauna, the clay can be subdivided into two horizons. In the lower zone the pelagic forms are lacking, with the members of the Miliolid family predominant and the Lagenids quite suppressed. In the upper zone the pelagic *Orbulina suturalis* Bronnimann (= *Candorbulina universa*) becomes predominant, while of the benthonic forms, the Lagenids and especially *Robulus calcar d'Orb.* play the leading role. The Ostracods are studied at present by M. S z é l e s .

In the macrofauna the Gastropods are predominant. Seaphopods are frequent, Pelecypods are scarce and represented by thin-walled small-sized species. Of this Mollusc fauna comprising 89 species, there is almost no notice in special literature. The first to publish a list of fossils and a profile of the locality was A. B o d a (1923). After him, I. F e r e n c z i has mentioned (1925—28) the

peculiar "Dentalium-bearing" fauna. I. Gáál (1931) was first to recognize the remarkable features of the fauna which differs from the rest of our Tortonian faunas. However, the rich material he had collected was never evaluated and the preliminary determinations were mostly erroneous and obsolete. The material serving as a basis for the present evaluation was the rich collection by J. Noszky sen. and I. Gáál, preserved at the Hungarian National Museum, and the results of my own collection (partly in the company of P. Müller, Geologist) of five years' time. The list of the fossil Molluscs is given in Table I.* As regards the abundance of specimens, *Nassa hörnisi* (May.), *Turritella badensis* Sacco, *Natica tigrina hörnisi* Fisch. et Tourn and *Polynices catena helicina* (Broc.) lead the list. Of the Scaphopods, *Fustiaria jani* (Hörn.) and *Dentalium raricostatum* Sacco are most frequent. The richness of forms is greatest in the Turridae family ("Pleurotomae"), represented by 22 species.

Finally, single corals are not infrequent in this horizon, either: G. Kopek (1954) mentions three species from Szokolya.

The *Nassa* and *Pleurotoma* clay passes upwards into a series of sandy marls and limy marls containing Pteropods and Dentalia. The rock is grey to greyish yellow in colour, with local intercalations of grey limestone and quartz sand. The average lime content is 50—60 per cent, the insoluble residue consists in its bulk of quartz grains, with less biotite, muscovite and amphibole.

The change in lithology is paralleled by a gradual change in the composition of the *Nassa*-*Pleurotoma* fauna, namely by the increasing poverty of the assemblage: the Pleurotomes are the first to vanish, succeeded by the Turritella, and from the uppermost layers even *Nassa hörnisi* is lacking. On the contrary, *Ringicula auriculata exilis* Eichw., *Phacoides agassizi* Mich., *Nassa limata* Chemn., and *Nassa laevissima kostejana* Boettg. persist and even gain in abundance. The Seaphopod fauna undergoes a radical change: the giant specimens of *Dentalium vitreum* Schrot. become most frequent, as well as those of the species *Entalina tetragona* (Broc.). The Pteropods crop up in great numbers (*Vaginella austriaca* Kittl and *V. rzechaki* Kittl).

There is a similar change going on in the Foraminifera fauna. The Lagenids become gradually rare, except the Nodosaria. The pelagic forms are scarce, too (*Globigerina bulloides* d'Orb.). On the other hand, the Cibicides become characteristic and stable elements of the upper horizon. In the lower beds the preponderance of *Cibicides dutemplei*, in the upper ones that of *C. lobatulus* is characteristic. The Nonions, *Ceratobulimina hauerii* d'Orb., are frequent throughout and in the upper beds *Siphonina reticulata* (Cz.) becomes abundant. Needles of Silicispongia are frequent throughout, while abundant fish scales are restricted to some samples.

Finally, the abundance of very poorly preserved Echinoids is remarkable; they are most resembling the genera *Echinocardium* and *Brissopsis*.

The poor fauna of the intercalated limestone beds is different. The carbonate of calcium of these beds is likewise a chemical precipitate, there is no trace of calcareous algae. The limestone yields the casts of big, thick-walled Molluscs (*Pitaria italicica* Defr., *Ranella marginata* Mart., *Conus* sp.).

In the interbedded layers of quartz sand there occur fragments of shells of small Pecten, with neritic elements in the Foraminifera fauna: Asterigerina, Amphistegina, species of Elphidium.

*A detailed systematical treatment will be published in Vol. 52. (1960) of *Annales Hist.-Nat. Musei Nat. Hung.* (pp. 51—99).

The above sandy marl series is of a wide extension on the surface, although it is disclosed nowhere except at Magyarma. On the flank of Szőlő Hill it is substituted by Lithothamnian limestone with *Chlamys latissima* Brocc. On Szőlő Hill, the garnet-bearing biotite-amphibole andesite is directly overlain by Tortonian limestone, with a conglomerate consisting of excellently rounded andesite boulders in a calcareous cement. Consequently, the Tortonian formations also transgress beyond the diatomaceous earth complex.

It is by these formations that the Tertiary series of our area is ended.

Biostratigraphical Analysis of the Szokolya Fauna

Above, we have parallelized the Chlamys sands of the described series with the similar sands occurring above the brown coal deposits of the Salgótarján basin. According to the stratigraphical conception of the Czechoslovakian geologists, the Chlamys sands belong to the horizon which they denote upper Helvetic (lately defined as an independent stage, the "Carpathian", Cicha-Tejkal, 1959). Being not convinced that the Oncophora strata are necessarily contemporary, we do not consider — at least in the Hungarian relation — the introduction of the concept "Carpathian" to be sufficiently warranted.

The tuffite series covering the Chlamys sands is likewise Helvetic, substituting part of the Schlier in the Southeastern Börzsöny.

In the last decades, the volcanism was set at the border of Helvetic and Tortonian, or into the lower Tortonian. However, as proved by the tuffite series, the volcanism has already commenced in the Helvetic. The time of its conclusion may be established by considering the Szokolya fauna. In this respect, the silicic clay at the bottom of the Szokolya profile, developed out of the diatomaceous earth, is of special importance, because this is the first formation to contain marine fauna above the andesite complex. Unfortunately, its macrofauna does not permit the determination of age relations. However, the pelagic microfauna allows some important conclusions.

The pelagic Foraminifera are characterized in the middle Miocene by a quick pace of evolution and by a wide horizontal extension. Thus, they are apparently apt to be utilized for finer subdivisions and even for long-distance correlation. Especially useful is the sequence of evolution *Globigerinoides triloba*—*G. bisphaerica*—*Orbulina suturalis*—*O. universa*. Dröoger, Papp and Socin (1957) define the Helvetic-Tortonian limit by the appearance of *Orbulina*. In the classical Italian profiles there occurs *Orbulina suturalis* in the deeper parts of the Tortonian and *O. universa* (representing a farther stage of evolution of *O. suturalis*) in the upper ones. A. Papp (1958) considers *Globigerina bisphaerica* to be characteristic of the upper part of the Helvetic stage.

In the Szokolya profile, there occur two zones in which the pelagic forms become predominant, due to a deepening of the sea. The lower one is the zone of the silicic clay characterized by *Globigerinoides triloba* (Rss.) and *G. bisphaerica* Todd, completely lacking *Orbulina*. The upper one is the zone containing *Orbulina suturalis* Bronnim. of the Nassa-Pleurotoma clay. The two zones are separated by the neritic zone containing the Miliolids.

Confronting the above-said with the results of up-to-date research, we may draw the conclusion that the silicic clay belongs still to the Helvetic, while the Nassa-Pleurotoma clay is lower Tortonian. The Helvetic-Tortonian limit is to be

drawn at the bottom of the zone with the Miliolids. The latter zone lacking pelagic forms, was developed in the course of a temporary decrease of the depth of the sea. This change indicates significant epeirogenic and palaeogeographical changes, so that it is by all means apt to serve as the boundary of the two stages. The subsequent zone with Lagenids and *Orbulina* indicates a greater depth again, as a result of the great lower Tortonian transgression.

The Helvetian age of the silicic clay sheds a light upon the stratigraphical position of the terrestrial garnet-bearing biotite-amphibole andesite conglomerate and of the diatomaceous earth, too. These do, instead of being lower Tortonian, still belong to the Helvetian stage. Consequently, the evolution history of the Southeastern Börzsöny Mountains was, in the course of the Helvetian, as follows: the eruption of the garnet-bearing amphibole-biotite andesite has commenced at the time of deposition of the lower Helvetian marine beds (*Chlamys* sands), as proved by the tuffite beds; it went on for a time even after the regression of the sea (agglomerate). The fresh-water basin developed after the ceasing of the volcanic activity (diatomaceous earth) was invaded by the ingressions of the sea around the end of the Helvetian (silicic clay with *Globigerinoides bisphaerica*).

In stressing the above conclusions we do not wish to doubt the importance of the great lower Tortonian transgression which has in its extension significantly exceeded the mentioned upper Helvetian ingressions. We do not wish to state either that all of the volcanic formation of the Börzsöny Mountains are Helvetian. It is most probable that the amphibole and pyroxene andesite complex is Tortonian indeed, in agreement with the statement by E. Lengyel (1956) that it is younger than the garnet-bearing biotite-amphibole andesite. The lack of the "middle rhyolite tuff" is no novelty, either. It is absent from the Helvetian-Tortonian border at a number of places in the Cserhát Mountains as well as in the Nőgrádzsakál profile (L. Boggsch, 1936). The same obtains for the continuity of sedimentation on the Helvetian-Tortonian border. According to the investigations by T. Zelenka (1959), in the Pilis Mountains there occurs a garnet-bearing biotite-dacite tuff beneath the upper Helvetian ostrean limestone. In his opinion, the dacite becomes increasingly basic towards the north, so that the dacite of the Pilis Mountains and the garnet-bearing biotite-amphibole andesite agglomerate of the Börzsöny Mountains are in all probability the products of simultaneous volcanic eruptions.

The abundant microfauna of the Nassa-Pleurotoma clay has made possible the exact determination of the stratigraphical position of this formation within the Tortonian, although the lower Tortonian origin of the clay is sufficiently proved by the abundance of *Orbulina suturalis* and by its position in the sequence. The detailed subdivision of the Tortonian is a problem which was hardly attacked in Hungary, although the importance of the point was stressed several times in lectures and conversation by E. Vadász. The subdivision of the Tortonian was commenced by Grill's studies (1943) who was able to subdivide into zones the Tortonian of the Vienna basin by characteristic microfaunal assemblages. Research has proved since that these zones are of chronological value within extended regions.

The Nassa-Pleurotoma clay may, on the grounds of its microfauna rich in Lagenids, be set into the lower Tortonian Lagenid zone of Grill's zones. This zone may be traced from the Vienna basin through the Moravian basin (Vášek 1951, Budapest 1955, Budapest—Cichá 1956, Cichá 1957, Cichá—Paulik—Tejká 1957) up to South Poland (Kračach—Kucinský 1959). An especially characteristic feature of the upper part of the Lagenid zone

is the abundance of *Robulus*, wherefore it is usual to distinguish this part under the name "upper Lagenid zone". The Baden-clay is ranged into this zone, too (Grill, 1955). The abundance of *Robulus* in the microfauna of Szokolya seems to indicate the upper Lagenid zone, too.

The Stratigraphical and Palaeogeographical Analysis of the Molluscan Fauna

A *Nassa-Pleurotoma* fauna of the type found at Szokolya was not described up to now from the Hungarian Miocene (See Table II). We have found 31 species which were not mentioned from Hungary by previous literature (e. g. *Monilea crasselirata* Boettg., *Mitrella nassoides* [G r a t.], *Turridula laurae* [Hoern. et A u i n g.] etc.). However, of the localities abroad, the faunas of Baden and Kostej-Lapugy bear a striking resemblance to the Szokolya fauna. Although localities of "Baden clay" were described from Hungary, e.g. from Sopron (V e n d e l 1930), from the Mecsek and the Eastern Cserhát Mountains (S t r a u s z 1927—29) as well as from the deep borings of the Városliget in Budapest (H a l a v á t s 1909—10, F ö l d v á r i 1936), the faunas from these localities are so poor that they can hardly be compared with the copious fauna from Szokolya. The common features of the Baden and Szokolya faunal assemblages are proved e. g. by the fact that of the 30 most frequent species of the Baden clay (Stur 1870) 17 are represented in Szokolya. Similarly, 13 or 14 species of the most frequent 30 of the Kostej-Lapugy fauna (A. K o c h 1900) are encountered in Szokolya, belonging here, too, to the abundant species.

The vertical and horizontal extension of the species from Szokolya is presented in Table I. In compiling the table we have taken into consideration the changes in the stratigraphical position of the classical localities. Thus, according to research by M a g n e - V i g n e a u x (1948), Saubrigues and Saint-Jean-de-Marsacq are Burdigalian rather than Tortonian. The localities Grund, Niederlein, Windpassing and others, in the outer Vienna basin, held to be Helvetian previously, were found to belong by microfaunal studies to the Lagenid zone, i. e. to the lower Tortonian (W e i n h a n d l 1954, 1957, G r i l l 1958, S i e b e r 1958).

Concerning the temporal and spatial extension of the Mollusc species of the *Nassa-Pleurotoma* clay we may distinguish three types. To the first one belong the cosmopolitan, persistent species of great horizontal and vertical extension (about 40 per cent of the Szokolya fauna). All of these crop up in the lower Miocene, part of them in the Aquitanian, the rest in the Burdigalian (some even exceptionally in the Chattian), and have kept on from these times—spread generally in all of the European marine provinces—at least to the end of the Pliocene, but most of the species up to this day. These species of high vitality could evidently be selected only by the climatical changes of the Quaternary, so that 15 persisted even to the present times. From the biostratigraphical point of view, they are of practically no use in the Neogene, except perhaps in delimiting the Oligocene against the Miocene and in the distinguishing of the Aquitanian stage.

The species belonging to the second group came with the faunal wave appearing at the beginning of the Helvetian (about 20 per cent of the Szokolya species). Although a number of them kept through to the end of the Pliocene, and some even to this day, the bulk did not pass even into the upper Miocene. Their horizontal extension is narrower, too, although only a few are restricted to the Eastern Mediterranean province.

The third group consists of the species of very narrow vertical and horizontal extension (about 40 per cent of the Szokolya forms). Their bulk is restricted to the Tortonian, and does not exceed the limits of the eastern Mediterranean (Trans-european) province. These species have come into being within this province, and their extension towards the western provinces was hemmed in by a certain closing off and isolation of the eastern Mediterranean which was felt already in the Tortonian (cf. Kautsky 1928, Roger 1939). These species do not go above the upper limit of the Tortonian, because of the changes in salt content which took place in the upper Miocene. They are of excellent biostratigraphical use in the Eastern Mediterranean province, but for farther correlations they may be used only indirectly. The Tortonian of the Eastern Mediterranean is defined by Kautsky, Roger and Sieberg on the basis of the presence of these species.

It is further worth looking into whether it is possible to establish macrofaunal zones within the Tortonian, and if so, whether they coincide with the Foraminifera zones. Here, we do not think of zones to be established by hemeræ, which would be difficult indeed, but, after Grill (1943), by faunal assemblages. The distribution of the Szokolya species among the microfaunal zones is as follows:

lower Lagenid zone (Grund, etc.), 39 common species

upper Lagenid zone (Baden, Forchtenau, etc.) 62 common species

Spirolectammina zone (Steinabrunn etc.), 40 common species

Bulimina-Bolivina zone (Pötzleinsdorf etc.), 24 common species

This comparison was based upon the species of the classical localities of the Vienna basin, of microfaunistically established position in the microfaunal zones—mainly as presented by Höernes (1856—70), Höernes—Auer (1879), Sieber (1936—37, 1945, 1953, 1956, 1958). Our Mollusc fauna exhibits the greatest number of common species with the localities of the upper Lagenid zone. However, in the knowledge of the decisive influence of the facies, we cannot attribute any special significance to the above results.

Palaeoecological Analysis of the Szokolya Fauna

Palaeoecological analysis of the silicic clay. The lower zone of the silicic clay is brackish. This is proven by the abundance of the individuals of the small number of species tolerating low salinity (*Streblus beccarii*, *Varicorbula gibba* and *V. carinata*). As indicated by the Silicispongia needles and the Globigerina, the upper zone is, however, purely marine. The remarkable poverty of the fauna of the silicic clay as related to the Nassa-Pleurotoma clay suggests unfavourable circumstances of living. In the deeper zone the selective influence was enhanced by low salinity. However, the selective effect of the evidently high silica content upon the organisms is unknown.

Palaeoecological analysis of the Nassa-Pleurotoma clay. The bathyal fauna of the Red Sea became known around the end of the last century by the reports of the "Pola" expedition. The striking resemblance of this fauna to that of the Baden clay was recognized first by Fuchs (1901). This similarity is manifested, for one thing, by the composition of the assemblage, with the predominance of siphonate, carnivorous Gastropods, Nassa, "Pleurotoma", etc., and with the Bivalves subordinate; on the other hand, some species are in close morphological relation with the corresponding forms of the Baden clay (e. g. according to Sturany 1904, "*Gemmula*" *amabilis* can hardly be distinguished from *Turris coronata*, "*Pleu-*

rotoma" *violacea* from *Asthenotoma crispata*). The ecological data of the bathyal fauna of the Red Sea are scanty and inaccurate. According to Fuchs (1901), the fauna appears at a depth of 200 metres and keeps on essentially without change down to 900 metres. The surface temperature of the Red Sea is according to Ekman (1953) between 25 and 30 centigrades, and decreases down to 200 metres to 21,5 centigrades; further downward, however, the temperature is—as contrary to the relations prevailing in the oceans—constant down to 2000 metres, amounting to 21,5 centigrades even there.

The above data suggest that concerning the facies of the Baden clay it is justified to reckon with a rather great depth of the sea and a quite high temperature of about 20—21 centigrades. However, these data are by far not so accurate and convincing that it would be advisable to define by them the facies concept of the Baden clay and at the same time, of course, that of the Szokolya clay, and to fill this concept with a well-defined content. Fuchs's conclusion concerning the bathyal origin of the Baden clay (1905) also necessitates some revision from several points of view.

The distribution of Mollusc species is essentially governed by *temperature*. Considering that no data concerning the limits of the temperature tolerance of the still living genera and species of the Szokolya fauna were available, we have taken the present geographical and climatical extension as a basis. Most of the pertinent data were derived from the enormous work of Tryon (1879—98). To the determination of the surface temperatures of the individual faunal regions, the works of Murray—Hjort (1912), Ekman (1953) and Sorgenfrei (1958) served mainly as sources.

Nearly half of the species of the Szokolya fauna which have persisted up to this day are eurythermal, being traceable from the boreal region at least to the Mediterranean if not to West Africa. These species are of no use in determining

paleotemperatures. However, the rest of the species are more or less stenothermal; the centres of their regions of extension are situated on the Atlantic shelf of West Africa or in the Mediterranean, respectively. None of them penetrates into the boreal province, at least not farther than the latitude of the southern entrance to the Main, i. e. the northern limit of the Lusitanian faunal province. Thus the Szokolya fauna is decidedly a subtropical, Mediterranean one, on the evidence of the persistent species. Most of the genera are subtropic-tropic, too, although there occur in Szokolya decidedly tropical genera, too. In all, the Szokolya fauna may have existed in a water of 14 to 25 centigrades of temperature (considering the lowest mean temperature of the Mediterranean and the highest one of the Northwest African, Senegalian coast, the mean of which is in quite good agreement with the surface temperature of the Atlantic in the neighbourhood of the Canaries and Madeira (at about 30° northern latitude). A similar conclusion was arrived at by Sieber (1937) who estimated the water temperature of the Tortonian sea in the Vienna Basin area at 21 centigrades (with a tolerance of ± 10 centi-grades), as well as by Sorgen-

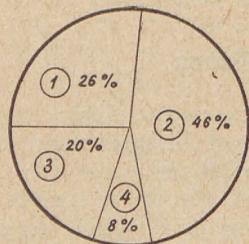


Fig. 3. The spectrum of the present geographical-climatological extension of the species still living or closely related to the Szokolya species

Explanation: 1. Stenothermal subtropic Mediterranean species restricted to the Mediterranean and to Northwest Africa, 2. Eurythermal species extended from the Mediterranean and Northwest Africa to the boreal region, 3. Subtropical-temperate, rather stenothermal species. (Mediterranean, Northwest Africa, Lusitanian province), 4. Indopacific tropical species

f r e i who compared the temperature relations of the middle Miocene fauna of South Jutland with those of the Bay of Biscay (45° northern latitude; water temperature, 16 centigrades). Concerning the problem as to how the present distribution of the genera may be derived from their distribution in the Miocene, we can not but refer to the excellent work of E k m a n (1953).

Salinity. After the table by S o r g e n f r e i (1958) we give the limits of tolerance against salinity changes of some of the Szokolya species. Most of the genera presuppose a salinity higher than 33 per mille. The same is valid for the Foraminifera fauna. According to W e l l s (1957), the single corals require a salinity above 34 per mille. These stenohaline forms do not tolerate any intense variations of salinity, either.

Mobility of water, substratum, oxygen supply. The motion of the water must have been very slow and free of turbulence, as even grains of the size of some microns were able to deposit. Vertical currents, although very slow, must have been significant. This is indicated by two circumstances. For one, the abundance of the phytoplankton (Coccolithophorids, Discoasterids, Diatoms), presuming ascending currents of high concentrations in P and N, and secondly the abundance in oxygen, to be explained by the downward motion of superficial water masses. The cause of the above-mentioned kinds of motion could, in the neighbourhood of the coast (like in Szokolya), most probably be a wind of stable direction. Not the least trace of wave motion is observed. The transport of the sedimentary material took place in the upper parts of the water, and the matter itself was derived from the nearby volcanic area (presence of biotite, amphibole, feldspar). Quartz is scarce.

The abundant oxygen supply is proved by the rich fauna, and the lack or subordinate amount of pyrite. The Foraminifera tests never contain any pyrite filling, proving that at the time of the final burial the test contained no organic matter any more (Myers 1942). This circumstance may be due, besides the slow sedimentation and oxydative circumstances, also to the activity of mud-eating Echinoderms.

Let us state finally that the fauna of the Nassa-Pleurotoma clay was in its entirety an infauna living in the mud of the sea floor. Not one representant of the sessile epifauna (B u c h a n a n 1958) was encountered. It is true that part of the carnivorous Gastropods, Nassa, Mitra, Ancilla, Conus temporarily visited the surface and looked for prey creeping about there: in this respect they belong to the vagile epifauna, but they spent most of their time undoubtedly in the loose mud. From the geological point of view, this points to a continuous and uniform deposition.

Food, vegetation, light. In the Szokolya fauna of molluscs, the herbivorous forms are represented by some specimens only, and the herbivorous nature of these cannot be stated with full certainty, either. However, the forms feeding on vegetal debris are likewise suppressed (represented by the sole *Aporrhais alata* — Y o n g e, 1937). More frequent are the "suspension (plankton and tripton) feeders" (*Turritella* — Y o n g e 1946, *Alolidis gibba* — Y o n g e, 1946), and the microphagous carnivores (*Dentalium*). The bulk of the Szokolya Molluscs consisted

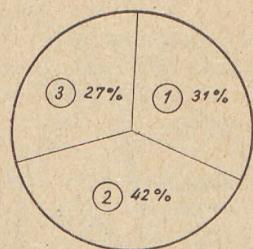


Fig. 4. The geographical-climatical spectrum of the species which have persisted up to the present.

Explanation: 1. Tropical genera.
2. Subtropical-tropical genera.
3. Eurythermal, cosmopolitan genera

of carnivores. These could live on any other Molluscs. Finally, a fragment of the fauna consists of opistobranch parasites (Pyramidellidae F r e t t e r — G r a h a m, 1949), with Molluscs or Echinoderms as hosts. The starting link of the food chain must have been the autotrophic phytoplankton, as well as the scarce vegetal debris which was borne by surface currents above the deep waters, to be deposited there.

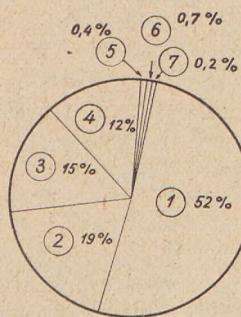


Fig. 5. The food requirements of the Molluscan fauna of Szokolya, as distributed according to the percentual amount of specimens

Explanation: 1. Carnivores, 2. "Suspension feeders", 3. Micro-phagous carnivores, 4. Unknown way of feeding, 5. Vegetal detritus-eaters, 6. Parasites, 7. Herbivores

on depth, from the coast in the fauna as well. Consequently, the distribution according to depth is a much more complex and—in its causal relations—a much more composite phenomenon than could be treated as mechanically and rigidly as was by ancient geology at the times of T. F u e c h s and J. W a l t h e r (at the time the depth was considered to be a direct ecological factor).

Concerning the changes of temperature as a function of depth, we find diagrammatic representations in the books by M u r r a y — H j o r t (1912), E k m a n (1953, p. 358) and S o r g e n f r e i (1958, p. 348). The decisive influence of temperature on the depth distribution of organisms is proved by the phenomenon of tropic submergence. This consists in that the sthenothermal cold-loving animals of the arctic shallow waters draw back in the tropics to the deeper zones whose temperature agrees with them. On the Ghana shelf, in a depth of 100 metres the tropical fauna is exchanged by a typical Mediterranean fauna, because the water temperature at that depth is no more than 15—16 centigrades (B u c h a n, 1958). In the Mediterranean, where the temperature is a constant 13,5 centigrades from 200 to 4000 metres, there is no abyssic fauna in the true sense of the word, because the shallow-water forms penetrate to the greatest depths (E k m a n 1953 p. 304).

The phenomenon of the decrease of temperature with depth can be utilized in palaeoecological analysis only with the utmost care. Thus, the Tortonian sea in Hungary evidently was an inland sea characterized by the special temperature distribution of the inland seas of to-day. Moreover, P o k o r n y (1958) points

out that at those times there was no glaciation around the poles, so that the deep zones of the oceans could not have been too cold, either.

The salinity of the surface layers may be, in dependence on the climate and the season, below or above normal, and may vary within rather broad limits. This variation decreases gradually with depth. According to F. L. P a r k e r (1948), in the West Atlantic the variation is 2,2 per mille in a depth of 20 metres and but 1,3 per mille in a depth of 30—60 metres. The importance of salinity is likewise shown by the submergence phenomenon: under the special circumstances of the Baltic, the salinity has a sudden increase downward. The typical litoral Molluscs of the North Sea occur in the Baltic in depths of 30 to 60 metres.

There is a close relation between the velocity of water movement and the nature of the substratum. Wave motion — in case it is not amplified by a current — is negligible beneath 20—30 metres according to K u e n e n (1959). On open-sea shelves, like the East American one, it penetrates to a depth of 70 metres (F. L. P a r k e r, 1948), while on the West African shelf to no more than 8 fathoms. The effects of currents can be traced to significantly greater depths: ripple marks due to submarine currents can be photographed to depths of 4500 feet (L a d d, 1957), and the currents are capable of inhibiting sedimentation to depths of 1000 metres (K u e n e n, 1959).

The Tortonian sea at Szokolya, assuming the presence of gentle surface currents, could not have been shallower than 40 to 50 metres, as the effect of waves or of currents of higher velocity could not be demonstrated. The lack of horizontal currents of deeper penetration may be explained by the morphology of the coast and of the sea floor.

The fact that the species and faunal types are connected with types of sedimentation much rather than with depth zones is shown convincingly by E k m a n's results (1947).

The principle that the grain size of the deposits becomes increasingly finer with the increase of depth off the shore is by no means of general validity. On the West African coast the situation is just the opposite: proceeding towards the margin of the shelf, increasingly coarse sediments are encountered. It has been found by the later deep-sea expeditions that enormous submarine slumps may carry sediments of very coarse grain into deep-sea surroundings (L a d d 1957 and others. S h e p a r d prepared in 1951 a map of deep-sea coarse sediments). The reverse may also be true: there may occur quite fine-grained sediments in small depths of water, near-shore.

The penetration of light is not exclusively a function of depth, either, as it can be significantly influenced by turbidity and a number of other factors. The aphotic zone in which photosynthesis becomes impossible and in which — as suggested by the lack of sessile vegetation — the Szokolya fauna has presumably lived, commences around 50 to 80 metres.

From the above said we can establish the possible upper depth limit of the Szokolya fauna (40 to 80 metres).

A further problem to be solved is that of the lower limit. To this end, it is necessary to evaluate the present-day depth distribution of the species and genera, respectively, of the Szokolya fauna (see Table III), although this method contains a number of error sources and is not too efficient, as shown by the circumstance that most of the species and genera presented in Table III can be demonstrated from the coast to depths of 500 metres. Nevertheless, this method can yield approximate values for orientation.

The group of the "Pleurotoma", considered to be bathyal is, as shown by the table, by far not restricted to this region: on the contrary, it occurs even in the shallowest zones; moreover, *Turris s. s.* (= *Pleurotoma s. s.*) is most frequent just there. The circumstances of the Szokolya environment were undoubtedly very favorable to this family, as shown by their occurrence with 22 species. However, in spite of the Red Sea analogy, that still does not imply a bathyal character. According to Melvill—Standon (1901), the "Pleurotoma" become predominant at a number of places in the shallow parts of the Arab sea and of the Persian Gulf, too.

Furthermore, the bathyal character of the fauna is contradicted by the presence of a number of forms preferring shallow water, too. Let us point out the *Turritella*, occurring in a great abundance of specimens, which become scarce even in the Red Sea beneath 200 metres (Sturnay, 1904). The presence of the genera *Aporrhais* and *Cerithium* indicates also a smaller depth.

We may further utilize the criterion that the number of the species of a genus or family is greatest around the optimum biotope of that genus or family. In this relation, the meeting of the genera *Conus* and *Amussium* in the Szokolya fauna is of interest. The optimum biotope of *Conus* is the shallow sea, the environment of coral reefs. On the other hand, *Amussium* is represented by a great number of species in the deep sea. A single species, *Amussium pleuronectes* has adjusted itself well to the shallow-water way of life. In the Szokolya fauna, too, this deep-water genus is represented by a single species, by the extinct *Amussium cristatum badense* which has, evidently, also adapted itself to the shallow-water surroundings. The *Conus* appear likewise with a single species, the small-sized *Conus dujardini*. This is, however, in all probability a species adapted to the deeper waters of the family Conidae whose species abound in the shallow sea.

Summarizing the above said we may state that the depth of the Tortonian sea could not or hardly did exceed 200 metres around Szokolya. Considering the mean of the possible upper (40 to 80 metres) and lower (200 to 300 metres) limits, the depth of the formation of the Nassa-Pleurotoma clay may be estimated at 150 to 180 metres. Beside the Molluscs, this result is corroborated by other animal groups, too. The single corals are, according to Wells (1957), light-fleeing (aphotic zone!), their main region of extension being the margin of the shelf, between 180 and 360 metres. The pelagic Foraminifera occur in greater abundance in depths greater than 50 metres (F. L. Parker, 1948, Pokorný, 1958). According to Norton's table (cf. Pokorný, 1958) the number of Lagenid species and specimens increases with depth. Consequently, the abundance and relatively big stature of the Lagenids in our fauna presupposes a rather great depth.

Palaeoecological analysis of the fauna of the Pteropod-Dentalian marl. The reason for the change in the circumstances of sedimentation and in the fauna is to be looked for in a decrease of the depth of the sea. The details of the above changes were already described at the beginning of this paper.

Summary of the palaeoecological conditions. The upper Helvetic ingression (silicic clay) was followed by the great lower Tortonian transgression, resulting in a significant deepening of the sea in the Szokolya environment. It was at this time that the circumstances favorable to the formation of the Nassa-Pleurotoma clay were developed.

The Nassa-Pleurotoma clays, extended in the Tortonian of Central Europe (Baden, Kostej-Lapugy, Korytnica clays) are no deep-basin sediments! In the Inner-Alpine Vienna Basin the typical facies of the Baden clay, much resembling

the Szokolya facies, follows the margin of the crystalline at a none too great distance offshore. Towards the basin, it passes into a thin-bedded, more compacted clay marl containing a much poorer fauna (Janoschek 1958, Grill, 1958). According to Koch (1900), the Kostej-Lapugy clay is immediately overlying the basement rocks and fills small sinks of the same. The Korytnica clay likewise occurs immediately atop the basement. At Szokolya the situation is essentially the same. The "basement" consists here of the andesite complex. The Nassa-Pleurotoma clay was formed less than one kilometre from the Tortonian shoreline, which can be traced on the flank of Szőlő Hill, and from the zone of the Lithothamnii which paralleled the shoreline.

A depth of 150—180 metres close offshore: such a situation can be explained only by the assumption of a cliff shore, with a sudden drop of the basement. No rivers flowed into the sea at this section of the coast; not the slightest trace of freshwater can be demonstrated. The abrasion of the cliff shore was the sole source of detritus. The coarse detritus could not, because of the presence of some obstacle, presumably a swell, slump along the slope of the sea floor into greater depths. These zones obtained fine sediment material only, carried by weak superficial currents. The features of the coast, bays and promontories, have kept away the more rapid horizontal currents from the locality of formation of the Nassa-Pleurotoma clay. The richness of the phytoplankton, as well as the vegetal debris derived from the near-shore algal meadows was a constant food source to the rich fauna. The increasing poverty of the fauna towards the deeper regions can be explained just by the decrease of the food supply.

The conditions necessary for the formation of the Baden clay have developed in the course of the middle Miocene, at those points where there was a steep contact between land and sea. In the environment of Szokolya, matters were slightly different, for here a sudden depression of the shallow sea close offshore has made possible the development of this facies.

REFERENCES

1. Aleksandrowicz, A.: Transgressiv Miocene deposits in the Makoszowy mine... *Acta Geol. Pol.* **8**. 1958.
2. Bodda A.: Szokolya környékének földtani viszonyai. (The geological conditions of the environment of Szokolya.) *Bány. Koh. Lapok.* **56**. 1923.
3. Bogsch L.: Tortonien fauna Nógrádzakálról. (Tortonian fauna from Nógrádzakál.) *Földtani Intézet Évkönyve* **31**. 1936.
4. Böckh H.: Nagymaros környékének földtani viszonyai. (The geological conditions of the environment of Nagymaros.) *Földtani Int. Évkönyve* **13**. 1899.
5. Buchanan, J. B.: The Bottom-Fauna Communities across the Continental Shelf off Accra, Ghana (Gold Coast). *Proc. Zool. Soc. London* **130**. 1958.
6. Buday T. & Cicha I.: Neue Ansichten über die Stratigraphie des unteren und mittleren Miozäns des inneralpinen Wiener Beckens und des Waagtales. *Geol. Práce U. G.* **43**. 1956.
7. Cicha, I. Paulik, J. & Tejkáll, J.: Bemerkungen zur Stratigraphie des Miozäns des südwestlichen Teiles des Ausserkarpatischen Beckens in Mähren. *Sborn. U. G.* **23**. 1957.
8. Cicha, I. & Tejkáll, J.: Zum Problem des sog. Oberhelvets in den Karpatischen Becken. *Vestnik U. U. G. roc.* **34**. 1959.
9. Cs. Meznerics I.: A Salgótarján vidéki slir és pectenes homokkő faunája. (The fauna of the Shlier and the Pecten sandstone in the environment of Salgótarján.) *Földtani Közlöny* **82**. 1952.

10. D r o o g e r, C. W., P a p p, A. & S o c i n, C.: Über die Grenze zwischen den Stufen Helvet und Torton. *Anz. Akad. Wiss. Wien math.-naturw. Kl. Wien*. 1957.
11. E k m a n, S.: Über die Festigkeit der marinen Sedimente, als Faktor der Tierverbreitung... *Zool. Bidrag. Uppsala* **25**. 1947.
12. E k m a n, S.: Zoogeography of the Sea. London 1953.
13. F e r e n c z i I.: Adatok a Börzsönyi hegység geológiájához. (Contributions to the geology of the Börzsöny Mountains.) *Földtani Int. Évi Jel.* 1925—28-ről. Budapest, 1935.
14. F ö l d v á r i A.: A badeni agyag előfordulása Budapesten. (An occurrence of the Baden clay in Budapest). *Földtani Közlöny* **66**. 1936.
15. F r e t t e r, V. & G r a h a m, A.: The Structure and Mode of Life of the Pyramidellidae, Parasitic Opistobranchs. *Journ. of Mar. Biol. Ass. of United Kingd.* **28**. 1949.
16. F u c h s, T.: Über den Character der Tiefseefauna des Rothen Meeres. *Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wiss. math.-naturw. Kl.* **110**. 1901.
17. F u c h s, T.: Über ein neues Analogon der Fauna des Badener Tegels. *Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst.* 1905.
18. G a á l I.: A szokolyai középmiocén tengeröböl faunájáról. (On the fauna of the middle Miocene embayment around Szokolya). *Pótjüzetek a Term. tud. Közlönyhöz.* **63**. 1931.
19. G r i l l, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. *Mitt. d. Reichsamt. f. Bodenforsch.* **6**. 1943.
20. G r i l l, R.: Über die Verbreitung des Badener Tegels im Wiener Becken. *Verh. d. geol. Bundesanst.* 1955.
21. G r i l l, R.: Über den geologischen Aufbau des Ausseralpinen Wiener-Beckens. *Verh. d. geol. Bundesanst.* 1958.
22. H a l a v á t s G y.: A neogén üledékek Budapest környékén. (The Neogene deposits in the environment of Budapest). *Földtani Intézet Évkönyve* **17**. 1909—10.
23. H ö r n e s, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. k. k. geol. Richsanst.* **3**, *4*. 1856—70.
24. H o e r n e s, R. & A u i n g e r, M.: Gastropoden der Meeresablagerungen... *Abh. d. k. k. geol. Reichsanst.* **12**. 1879.
25. J a n o s c h e k, R.: Das Inneralpine Wiener Becken. In S e h a f f e r: Geologie von Österreich. Wien 1951.
26. K a u t s k y, F.: Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des Niederösterreichischen Miozäns. *Ann. Naturhist. Mus. Wien* **42**. 1928.
27. K o c h A.: Az Erdélyrész medence harmadkori képződményei. II. Neogén-egső. (The Tertiary formations of the Transylvanian basin. II. The Neogene). *Földtani Társulat Kiadványai Budapest* 1900.
28. K o p e k G.: Észak-magyarszági miocén korallok. (Miocene corals from Northern Hungary). *Földtani Intézet Évkönyve* **42**. 1954.
29. K r a c h, W. & K u c i ň s k i, T.: Das Neogen Südpolens und der anliegenden Gebieten. *Geol. Práce* **15**. 1959.
30. K u e n e n, H.: Transport and sources of marine sediments. *Geol. en Mijnbouw N. S.* **21**. 1959.
31. L a d d, H. S.: Paleoecological Evidence. *Mem. Geol. Soc. Am.* **67**—2. 1957.
32. L e n g y e l E.: A Börzsöny hegység Nógrád—Szokolya környéki területének újrafelvételle. (Rembulation of the area between Nógrád and Szokolya of the Börzsöny Mountains). *Földtani Intézet Évi Jelentése* 1954-ről. 1956.
33. M a g n e , A. & V i g n e a u x, M.: Les gisements de Saubrigues et de Saint-Jean-de-Marsacq (Landes). *C. R. Somm. Soc. Géol. France* 1948.
34. M e l v i l l, J. C. & S t a n d e n, R.: The Mollusca of the Persian Gulf, Gulf of Oman... *Proc. Zool. Soc. London* 1901.
35. M u r r a y, J. & H j o r t, J.: The Depths of the Ocean. London 1912.
36. M y e r s, E. H.: Ecologic relationships of some recent and fossil Foraminifera. *Rep. Com. on Mar. Ecol. as related to Pal.* 1941—42.

37. Papp, A.: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien* **49**. 1958.
38. Parker, F. L.: Foraminifera of the continental shelf from the Gulf of Maine to Maryland. *Bull. Mus. Comp. Zoöl. Harv. Coll.* **100**. 1948.
39. Pokorný, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. *Berlin* 1958.
40. Roger, J.: Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. *Mém. Soc. Géol. France N. S.* **17**. 1939.
41. Sieber, R.: Neue Beiträge zur Stratigraphie und Faunengeschichte... *Petroleum* **33**. 1937.
42. Sieber, R.: Zur makropaläontologischen Zonengliederung im österreichischen Tertiär. *Erdoel-Zeitschrift*. 1958.
43. Sieber, R.: Works between 1945—58.
44. Sorgenfrei, T.: Molluscan Assemblages from the Marine Middle Miocene of South Jutland and their Environments. *Danm. Geol. Undersogelse. S. II.* **79**. 1958.
45. Strausz, L.: Geologische Fazieskunde. *Földtani Intézet Évkönyve* **28**. 1927—29.
46. Sturz, D.: Beiträge zur Kenntnis d. stratigraphischen Verhältnisse der marinen Stufe des Wiener Beckens. *Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst.* **20**. 1870.
47. Sturany, R.: Gastropoden des Rothen Meeres. Exp. „Pola“ in d. Rothe Meere 23. *Denkschrift d. k. Akad. d. Wiss.* **74**. 1904.
48. Tryon, G. W.: Manuel of Conchology. *London* 1879—98.
49. Vadász E.: Magyarország földtana. (Geology of Hungary). *Budapest* 1953.
50. Vadász E.: Földtörténet és földfejlődés. (History and evolution of the Earth.) *Budapest* 1957.
51. Vasicek, M.: The contemporary State of the Microbiostatigraphic Research of the Miocene Sedimentary Deposits... *Sborn. of Geol. Surv. of Chech. Pal.* **18**. 1951.
52. Vendel M.: Sopron környékének geológiája. II. rész: A neogén és a negyedkor üledékei. (The geology of the environment of Sopron. II. The Neogene and the Quarternary). *Erdészeti Kisérletek* **32**. 1930.
53. Weinhändl, R.: Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Ausseralpinen Wiener Beckens. *Verh. d. Geol. Bundesanst.* 1957.
54. Wells, J. W.: Corals. *Mem. Geol. Soc. Am.* **67—1**. 1957.
55. Yonge, C. M.: The biology of Aporrhais pes-pelecani (L.) and A. serresiana (Mich.). *Journ. of Mar. Biol. Ass. United Kingdom n. s.* **21**. 1937.
56. Yonge, C. M.: On the habits of Turritella communis RISSO. *Journ. of Mar. Biol. Ass. United Kingdom* **26**. 1946.
57. Yonge, C. M.: On the habits and adaptations of Aloides (Corbula) gibba. *Journ. of Mar. Biol. Ass. of Unit. Kingdom.* **26**. 1946.
58. Zelenka T.: Körzettani és földtani vizsgálatok a Dunazug hegység DNy-i részén. (Petrographical and geological studies in the southwestern part of the Dunazug Mountains). *Földtani Közlöny* **90**. 1960.

Table I. The hemerae and the palaeogeographical extension of the Molluscan fauna. (The dashed lines indicate different subspecies)

	Number of specimens	Oligocene	Aquitanian	Burdigalian	Helvetican	Tortonian	Upper Miocene	Pliocene	Recent	Atlantic province	W-Mediterranean	E-Mediterranean
<i>Nucula nucleus</i> L.	1											
<i>Arca diluvii</i> LAM.	13											
<i>Amussium cristatum</i> badense FONT.	5											
<i>Astarte triangularis</i> nigradenensis MEZN.	24											
<i>A. triangularis</i> integra BOGSCH	14											
<i>Cardita scalaris</i> SOW.	13											
<i>Phacooides agassizi</i> MICHT	185											
<i>Mytilaea spinifera</i> MONT.	10											
<i>Venus</i> cfr. <i>multilamella</i> LAM.	8											
<i>Varicorbula gibba</i> OLIVI	120											
<i>Cadulus gadus</i> MONT.	1											
<i>Entalina tetragona</i> BROCC.	5											
<i>Fustularia jani</i> HÖRN.	200											
<i>Dentalium raricostatum</i> SACCO	200											
<i>D. novemcostatum</i> mutabile DOD.	1											
<i>D. vitreum</i> SCHRÖT.	12											
<i>D. bedensis</i> PARTSCH	6											
<i>Monilea crassellirata</i> BOETTG.	1											
<i>Leucorhynchia rotellaformis</i> GRAT.	2											
<i>Tornis planorbilis</i> DUJ.	1											
<i>Turritella badensis</i> SACCO	500											
<i>T. eronea</i> COSSM.	1											
<i>T. spirata</i> BROCC.	22											
<i>Architectonica marthae</i> BOETTG.	3											
<i>A. carocollata</i> LAM. juv. an n. sp.	1											
<i>Cerithium zeuschneri</i> PUSCH	3											
<i>Bittium reticulatum</i> DA COSTA	1											
<i>Scala kostejana</i> BOETTG.	1											

<i>Amaea kimakowitzi</i> BOETTG.	3
<i>A. interposita</i> SACCO	1
<i>Aporrhais alatus</i> EICHW.	12
<i>Natica tigrina</i> hörnesi FISCH. et TOURN.	177
<i>N. epiglottina</i> LAM.
<i>Polyvinces catena</i> helicina BROCC.
<i>Murex spinicosta</i> BRONN	150
<i>Chicoreus horni</i> HÖRN.	2
<i>Ocinebrina</i> aff. <i>scalaris</i> BROCC.	1
<i>Mitrella hassoides</i> GRAT.	14
<i>M. cf. hilberiana</i> MEZN. an <i>M. massoides</i> GRAT. juv.	9
<i>Cantharus lapugensis</i> HOERN. et AURING.	1
<i>Nassa subplicatula</i> HOERN. et AURING.	1
<i>N. limata</i> CHEMN.	1
<i>N. hörnsei</i> MAY.	1
<i>N. altera</i> BOETTG.	1072
<i>N. grataeloupi</i> HÖRN.	2
<i>N. bedensis</i> PARTSCH	2
<i>N. laevissima</i> kostejana BOETTG.	13
<i>Lathyrus bilineatus</i> PARTSCH	39
<i>Ancilla glandiformis</i> LAM.	1
<i>Vexillum badense</i> HOERN. et AURING.	4
<i>Mitra sericeculata</i> BROCC.	1
<i>Athleta ficulina</i> rarispina LAM.	1
<i>Narona lyrata</i> BROCC.	3
<i>Turris annae</i> HOERN. et AURING.	2
<i>T. trifasciata</i> HÖRN.	30
<i>T. coronata</i> MÜNST.	2
<i>Bathytyoma cataphracta orientalis</i> MEZN.	15
<i>Turricula dimidiata</i> BROCC.	2
<i>T. laurae</i> HOERN. et AURING.	20
<i>T. lamarckii</i> BELL.	4
<i>Clavatula</i> cf. <i>laevigata</i> EICHW.	1
<i>C. asperulata</i> LAM.	1
<i>C. styriaca</i> AURING.	1
<i>C. analiae</i> HOERN. et AURING.	5
<i>C. sublaevisgata</i> n. sp.	1
<i>C. cf. semimarginata</i> LAM.	1
<i>C. orientoromania</i> n. sp.	8

Table I.

Table II. The diagrammatic representation of the number of common species between the Molluscan fauna of Szokolya and the more important Hungarian and other European Neogene localities. The length of the line denotes the number of species

	Number of species	5	15	25	35	45	55	65	75	85
Hungary:										
Eger, Törökállint, B.-gyarmat, Göd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Salgótarján, Budafok/Burdigalien	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Schlier, Meesek Mountains	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Schlier, Eastern Cserhát Mountains	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Schlier, Hont	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Turritella-Corbula clay, Meesek Mountains	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Várpalota	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sopron	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nyírád-Devecser	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hidas	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Budapest, Illes Street	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Budapest, Városliget	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Szob	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lethkés	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kemence	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sámsomháza („Szent László surata“)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nögrádszakál	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Botá	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Vienna-Basin; Upper Austria:										
Gaudenzdorf-Eggenburg beds	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ottnang	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Grund, Windpassing, Braunsdorf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Baden, Vöslau, Soos, Forchtenau	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Steinabrunn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pöttschingendorf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Number of species	5	15	25	35	45	55	65	75	85
Other Eastern Mediterranean localities:									
Košicee	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Modry-Kameň	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Korytnica	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Baranow beds	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Krakowieczi rétegk	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Southwestern Soviet Union	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kostej	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lapugy	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Buitur	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Visnjea (near Beograd)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Western Mediterranean region:									
Sta. Agata, Stazzano, Tetti Borelli	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pliocene of Piemont and Liguria	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mascara, Carnot (Sahelian)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Atlantic region:									
Saubrigues, Saint-Jean-de-Marsacq	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Helvetician beds of the Aquitanian basin	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Boreal province:									
Hemmoor, Hörstgen, Arnum formation	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Table III. The present geographical-climatrical and bathymetric distribution of the still living species and genera of the Mollusc fauna of Szekelya. The sign xx denotes the most abundant occurrence

Mitrella	xx
Cantharus	xx
Nassa	xx
Lathyrus	xx
Ancilla	xx
Vexillum	xx
Mitra	xx
Narona	xx
Turris	xx
Clavatula	xx
Bathyomia	xx
Genota	+
Clavus (Crassispira)	+
Microdillia	+
Mangilia	+
Philbertia	+
Conus	+
Terebra	?
Turbonilla (Chernitzia)	?
Turbonilla (Strioturbanilla)	?
Niso	+
Pyramidella	+

Table IV. Tabulated presentation of the mode of life of the still living species and genera of the Molluscan fauna of Szokolya

	Number of specimens	Herbivore	Microphagous carnivore	„Suspension feeder”	Carnivore	Parasite	Herbivore	Unknown	Vagile Epifauna	Sessile Epifauna	Infauna	Tolerance against decrease of salinity					
												> 33‰	33–30‰	30–25‰	25–20‰	20–15‰	< 15‰
<i>Nucula nucleus</i> L.	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Arca diluvii</i> LAM.	13	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Astarte triangularis</i> MONT.	38
<i>Mytilus spinifera</i> MONT.	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Varicorona gibba</i> OLIVI	1
<i>Cadulus gadus</i> MONT.	1
<i>Bitium reticulatum</i> DA COSTA	1
<i>Aporrhais pespelecani</i> L.	12	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Natica millepunctata</i> LAM.	177
<i>Polynices catena</i> DA COSTA	150
<i>Nassa limata</i> CHEMN.	1
<i>Nassa costulata</i> REN.	1073
<i>Nassa corniculum</i> OLIVI	41
<i>Leiostraca subulata</i> DON.	10
<i>Ringicula auriculata</i> MEN.	105
<i>Amussium</i>	13
<i>Cardita</i>	185
<i>Phacoides</i>	5
<i>Venus</i>	200
<i>Entalina</i>	218
<i>Fustaria</i>	1
<i>Dentalium</i>	523
<i>Monilea</i>	4
<i>Leucorhynchia</i>	3
<i>Tornus</i>	1
<i>Turnitella</i>
<i>Architectonica</i>
<i>Cerithium</i>
<i>Scala</i>	1

THE PROBLEMS OF THE MAGNITUDE EQUATIONS OF BODY WAVES

E. BISZTRICSÁNY

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 1960 Sept., 1.)

SUMMARY

The magnitude equation derived for the P wave was found to be different for Budapest, Prague and Bucharest. The reason for this may eventually be looked for in the small number of the data utilized as well as in the circumstance that the magnitudes depended in approximately the same manner on Δ° as on $B(\Delta^\circ)$, for all three stations.

The magnitudes of earthquakes are obtained both from surface and body waves by computing the ratio

$$M = \log \frac{a}{B} + c \quad (1)$$

where $a = \frac{A}{T}$, $B = \left(\frac{A}{T} \right)^*$ (2)

(A being the maximum ground amplitude, T the period belonging to the same. The asterisk indicates the same ratio for the so-called zero magnitude shock. c is a constant depending on the instrument and its emplacement).

In the knowledge of B and c it is thus possible to compute the magnitude of any observed shock.

The problem is, consequently, the determination of B and c . They can be obtained for any type of wave by writing up the equation

$$\begin{aligned} M - \log a &= -\log B + c = B(\Delta^{\circ 2}) \\ B(\Delta^\circ) &= a_1 + a_2 \Delta^\circ + a_3 \Delta^{\circ 2} + \dots \end{aligned} \quad (3)$$

We have followed this path when we wished to establish the magnitude equation of the body waves after having obtained the one for surface waves. We have begun with the P wave.

To obtain B we have plotted the $M - \log a = y$ values against Δ° and have expected to obtain a graph similar to those obtained by Roumanian and Czechoslovak workers [1] [2] (Figs. 1 and 2). This was, however, not the case. The values of Equation (3) defined a rough parabola (Fig. 3).

To find out the reason for this deviation, we have plotted the magnitude values given by Pasadena and Budapest against Δ° (Fig. 4). The values are aligned along a parabola similar to that of Fig. 3. Consequently, the value of the function $B(\Delta^\circ)$ depends on the utilized M values. We may conclude therefrom that this procedure is not entirely correct for the computation of magnitude equations. However,

if this is the case for Budapest, the same must be valid for other stations, too. The data of the Prague and Bucharest magnitude equations were available (Fig. 5). We have analyzed them exclusively from the point of view of the P wave.

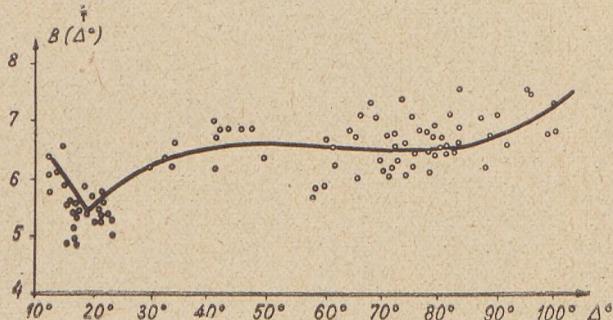


Fig. 1. The $B(\Delta^\circ)$ function for the P waves of Prague

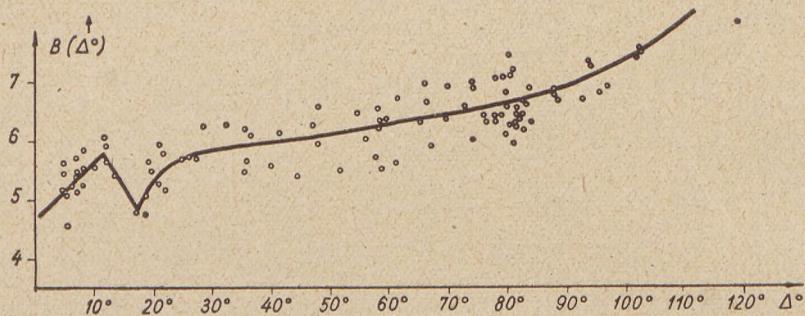


Fig. 2. The $B(\Delta^\circ)$ function for the P waves of Bucharest

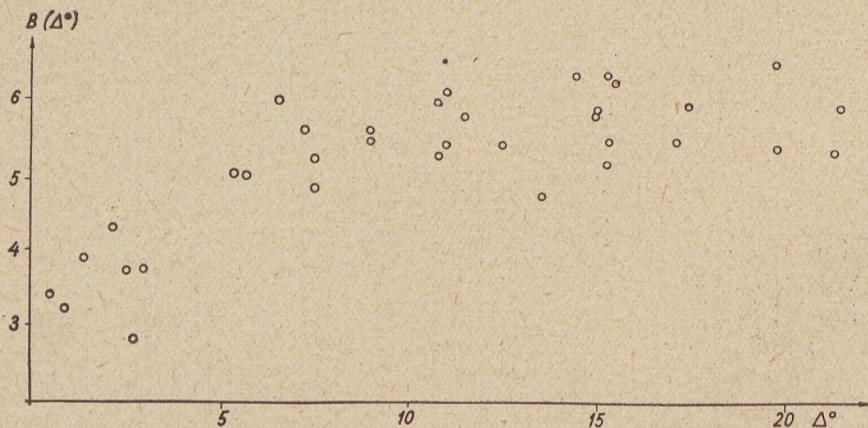


Fig. 3. The $B(\Delta^\circ)$ function for the P wave of Budapest

According to the equation given by Zátopek and Vanek

$$B(\Delta^\circ) = -0,133 \Delta^\circ + 8,03 \quad 10^\circ < \Delta^\circ < 19^\circ \quad (4)$$

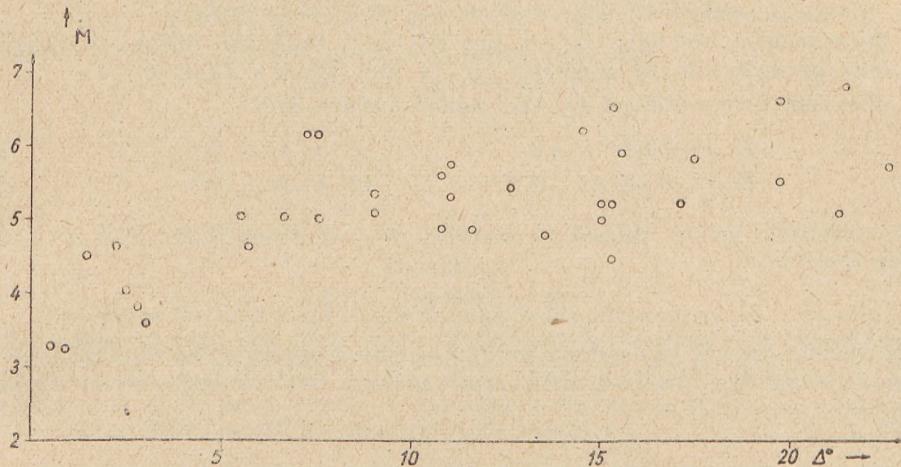


Fig. 4. The magnitude values used to establish the Budapest equation vs. Δ°

We have plotted the magnitudes utilized to establish the equation against Δ° . The scatter to be expected is of such a nature that a least-square adjustment of the points ought to yield a straight line of the equation

$$M(\Delta^\circ) = \text{const.}$$

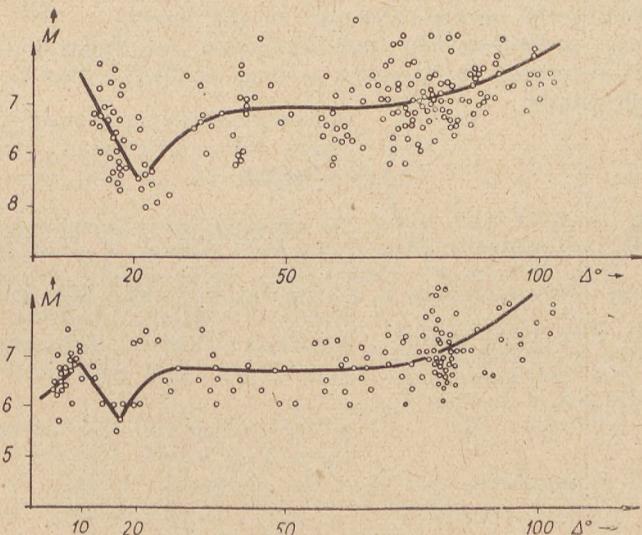


Fig. 5. The magnitudes utilized to establish the Prague equation vs. Δ°

Fig. 6. The magnitudes utilized to establish the Bucharest equation vs. Δ°

However, the obtained equation is

$$M = -0,107 \Delta^\circ + 8,08 \quad (5)$$

The difference between the slopes of (4) and (5) is very slight.

Subsequently, we have carried out the same work for Bucharest utilizing the data presented in the paper by Iosif and Radu. (Fig. 6.)

The equations obtained by the named authors are

$$B = 0,086 \Delta^\circ + 4,6 \quad 5^\circ < \Delta^\circ < 12^\circ \quad (6)$$

$$B = -0,146 \Delta^\circ + 7,32 \quad 12^\circ < \Delta^\circ < 18^\circ \quad (7)$$

The magnitude values utilized to establish (6), are situated for $5^\circ < \Delta^\circ < 12^\circ$ along the line

$$M = 0,083 \Delta^\circ + 6,03$$

Consequently, sets of values were utilized in both cases which gave in themselves approximately the equations which ought to have resulted after the addition of $-\log \frac{A}{T}$.

The two slopes are approximately identical, here, too. The distance interval $12^\circ < \Delta^\circ < 18^\circ$ contained such a scarce number of data that an adjustment was not deemed worth while, I only present the figure (Fig. 6).

For $20^\circ < \Delta^\circ$, I likewise present the figure.

From all this, the following conclusions may be drawn:

1. The entire course of the function $B(\Delta^\circ)$ depends on the utilized M data, i.e. the magnitude values computed by incorporating $B(\Delta^\circ)$ are unreliable, at least as regards these three stations.
2. The breaks occurring at 10° and 20° in the $B(\Delta^\circ)$ function do not prove anything as regards the internal structure of the Earth.

Consequently, we will refrain from computing the magnitude equation for the body waves registered at Budapest as long as these circumstances will not be cleared in all details.

REFERENCES

1. Vaňek, J. und Zátopek, A.: Magnitudenbestimmung aus den Wellen P , PP und S für Erdbebenwerte Prag. *Geofysikální Sborník*, 91—120. 1955.
2. Iosif, T. și Radu, C.: Determinarea magnitudinilor din undele P și S la statinuă București. *Studii și Cercetări de Astronomie și Seismologie* (extras). IV. 231—245. 1959.

EARTHQUAKE ZONES IN HUNGARY

E. BISZTRICSÁNY, D. CSOMOR and Z. KISS
Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest
and
State Geophysical Survey, Budapest
(Received 1960 August, 30.)

SUMMARY

To eliminate the drawbacks of the previous maps of seismicity we have prepared a new seismicity map. This map reflects better than the foregoing ones the influence of the subsoil on the magnitude of the damage wrought by the earthquakes. The map indicates that the seismic effect is propagated farther along the tectonical lines than perpendicularly to the same. Finally, we have drawn the outlines of the areas of primary and secondary endangerment by earthquakes in Hungary.

After Båth's map of seismicity [1] for Scandinavia, seismicity maps were prepared for Hungary by Csomor and Kiss [2], [3]. These maps were based on the energy distribution of the earthquakes having occurred within Hungary. The method utilized was as follows:

The energy released by the earthquake is computed from

$$\log E = 11,7 + 3,2 \log \left(\frac{r^2}{h} + h \right) \quad (1)$$

where r is the radius of sensibility, and h the focal depth; let us substitute the obtained value into

$$e = \frac{E h}{4\pi (h^2 + l^2)^{3/2}} \quad (2)$$

where l is the distance between the epicenter and the studied area, and e the energy reaching the unit area in the distance l from the epicenter.

In the course of the preparation of the map of seismicity we have found that the energy reaching the limit of sensibility is of a different order of magnitude for shocks of different epicentral intensity. Mathematically, this phenomenon may be explained as follows.

Let the epicenter of one earthquake be situated at the point A , that of another one at the point B . Let us distinguish the quantities pertaining to the two shocks by the suffixes 1 and 2 (Fig. 1). From (1), it follows for A that

$$\log E_1 = 11,7 + 3,2 \log \left(\frac{r_1^2}{h_1} + h_1 \right)$$

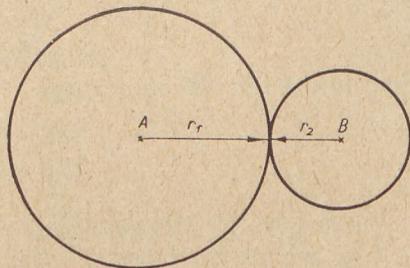


Fig. 1. The locality outlined with a dashed line is the studied unit area at a distance r_1 from the epicenter A and at a distance r_2 from the epicenter B

For B:

$$\log E_2 = 11.7 + 3.2 \log \left(\frac{r_2^2}{h_2} + h_2 \right)$$

After subtraction:

$$\log \frac{E_1}{E_2} = 3.2 \log \frac{r_1^2 + h_1^2}{r_2^2 + h_2^2} - \frac{h_2}{h_1}$$

Hence,

$$\frac{E_1}{E_2} = \left(\frac{r_1^2 + h_1^2}{r_2^2 + h_2^2} \right)^{3.2} - \left(\frac{h_2}{h_1} \right)^{3.2} \quad (3)$$

Now let $h_1 = h_2 = h$, $r_1 = r_1$ and $r_2 = r_2$, in which case we have by considering (2)

$$e_1 = \frac{E_1 h}{4\pi (h^2 + r_1^2)^{3/2}}$$

$$e_2 = \frac{E_2 h}{4\pi (h^2 + r_2^2)^{3/2}}$$

so that

$$\frac{e_1}{e_2} = \frac{E_1}{E_2} \frac{(r_2^2 + h^2)^{3/2}}{(r_1^2 + h^2)^{3/2}} \quad (4)$$

From (3)

$$\frac{E_1}{E_2} = \frac{(r_1^2 + h^2)^{3.2}}{(r_2^2 + h^2)^{3.2}}$$

Substituting into (4) we have

$$\frac{e_1}{e_2} = \left(\frac{r_1^2 + h^2}{r_2^2 + h^2} \right)^{1.7} \quad (5)$$

Consequently, if the shock at A is stronger than the one at B, and if consequently $r_1 > r_2$, the above method of constructing the seismicity map will yield a greater e_1 than e_2 in spite of the fact that the sensed intensity of the shock will be identical; i.e., the smaller shock will be suppressed by the greater one. The effect of the smaller shock will not be visible on the map.

To illustrate in its details the seismicity of an area and to judge the endangerment, this method is inefficient.

To eliminate this drawback, we have adopted the following procedure.

We have prepared a map showing the maximum intensity of the earthquakes felt for all of the localities. On our map we have carried up the epicenters of the earthquakes within the Hungarian area, with their epicentral intensities. We have connected the points of identical intensity and have obtained in this way essen-

tially an enveloping curve of the isoseists (Fig. 2.). We have utilized Mercalli — Sieberg intensities, and illustrated only values above 4° , as the less intense earthquakes cause no damage. In our investigation we have considered the macroseismic data of the earthquakes felt in Hungary for the period between 1880 and 1960 [4, 5]. These data were supplemented by the material of the Komárom shock of 28. VI. 1763, of the Mór earthquake of 14. I. 1810 and of the earthquake near Jászberény of 21. VI. 1868. Furthermore, we have carried up the epicenters of all the earthquakes which took place after 1770. The observation material of the above-mentioned three great shocks is rather scanty, therefore we have outlined their isoseists with dashed lines only. For the same reason, we have shown only the epicenters for the weaker shocks.

On the grounds of our map we have divided the areas from the point of view of endangerment into two groups.

I. Seismically active areas surrounded on our map by a closed enveloping curve of 5° or greater intensity. These areas are the earthquake zones in the environment of:

1. Kecskemét
2. Dunaharaszti
3. Eger
4. Komárom
5. Mór
6. Gomba—Monor
7. Pincehely—Pári—Gölle
8. Ukk—Türje
9. Nógrád
10. Jászberény
11. Pécs
12. Miskolc
13. Álmosd.

We have classed with this group the immediate neighbourhood of some scattered epicentres of intensity above 5° (e. g. Bakonybél, Cseszreg etc.).

II. Areas or localities where there occur no earthquakes of intensity above 4° but where the effects of faraway shocks may reach the intensity of 5° or above.

Such areas are in the first place the river valleys and the shore areas of Lake Balaton and Lake Velence.

The intensifying effect of the river valleys is evident in the valleys of the Danube Tisza, Dráva, Eger, Zagyva, Tarna, Sajó etc.

One of the reasons for this intensification may be that the river valleys were developed along fault lines [6], as proved by the epicenters aligned along the river valleys. The energy loss is less along the strike of the fault than perpendicularly. Another reason is that along the rivers the localities were built upon loose thin alluvial sediments which on their part also intensify the earthquake effect.

Further endangered zones occur along the country border, where shocks occurring in other countries may cause serious damage. Such areas occur in the south of Transdanubia, in the neighbourhoods of Sopron, Csanádpalota, Álmosd and Újléta.

Finally, we have classed with this group smaller clusters of localities where observations have shown an intensification of earthquake effects. The reason for

Seismic zones of Hungary

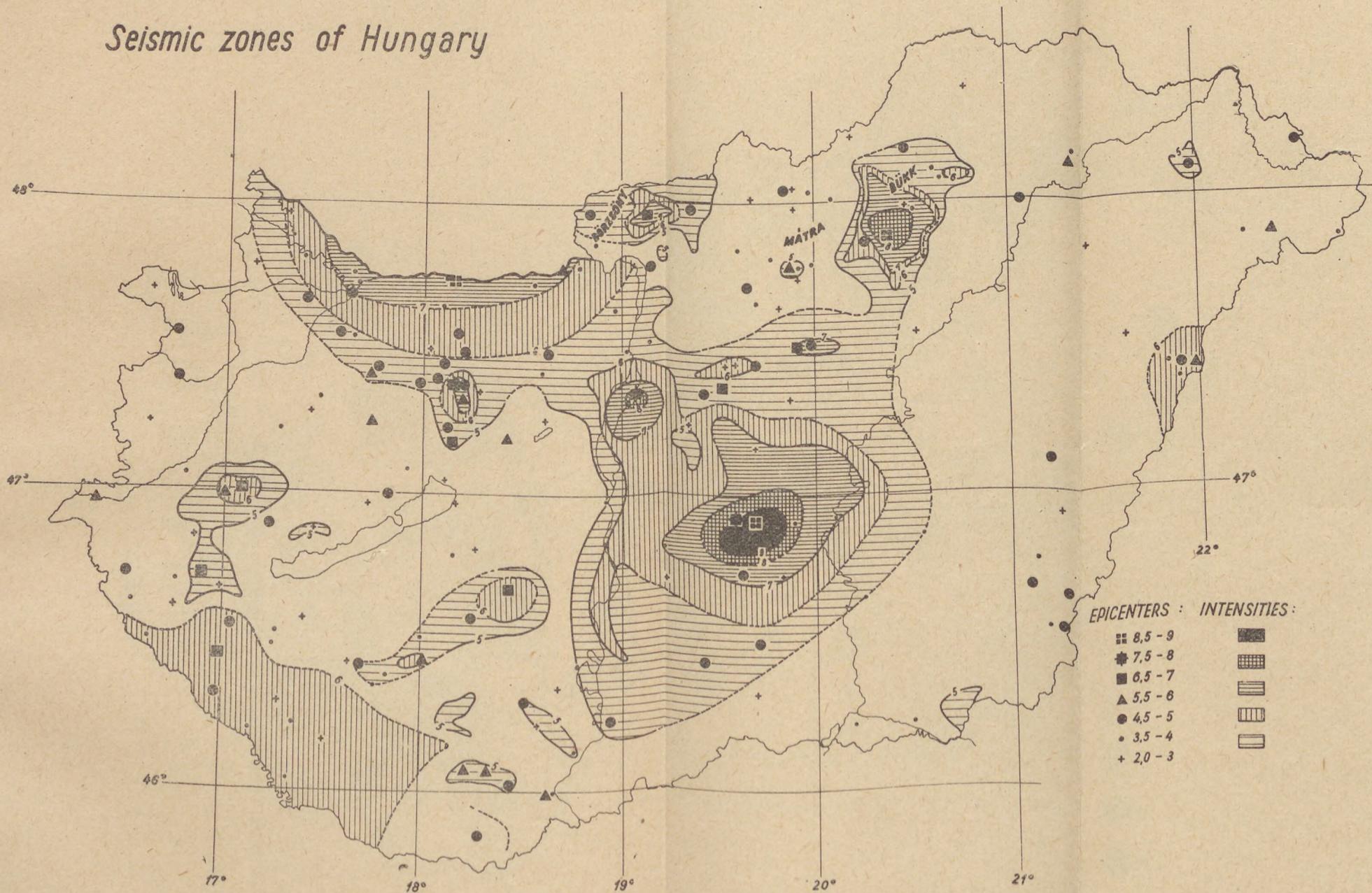
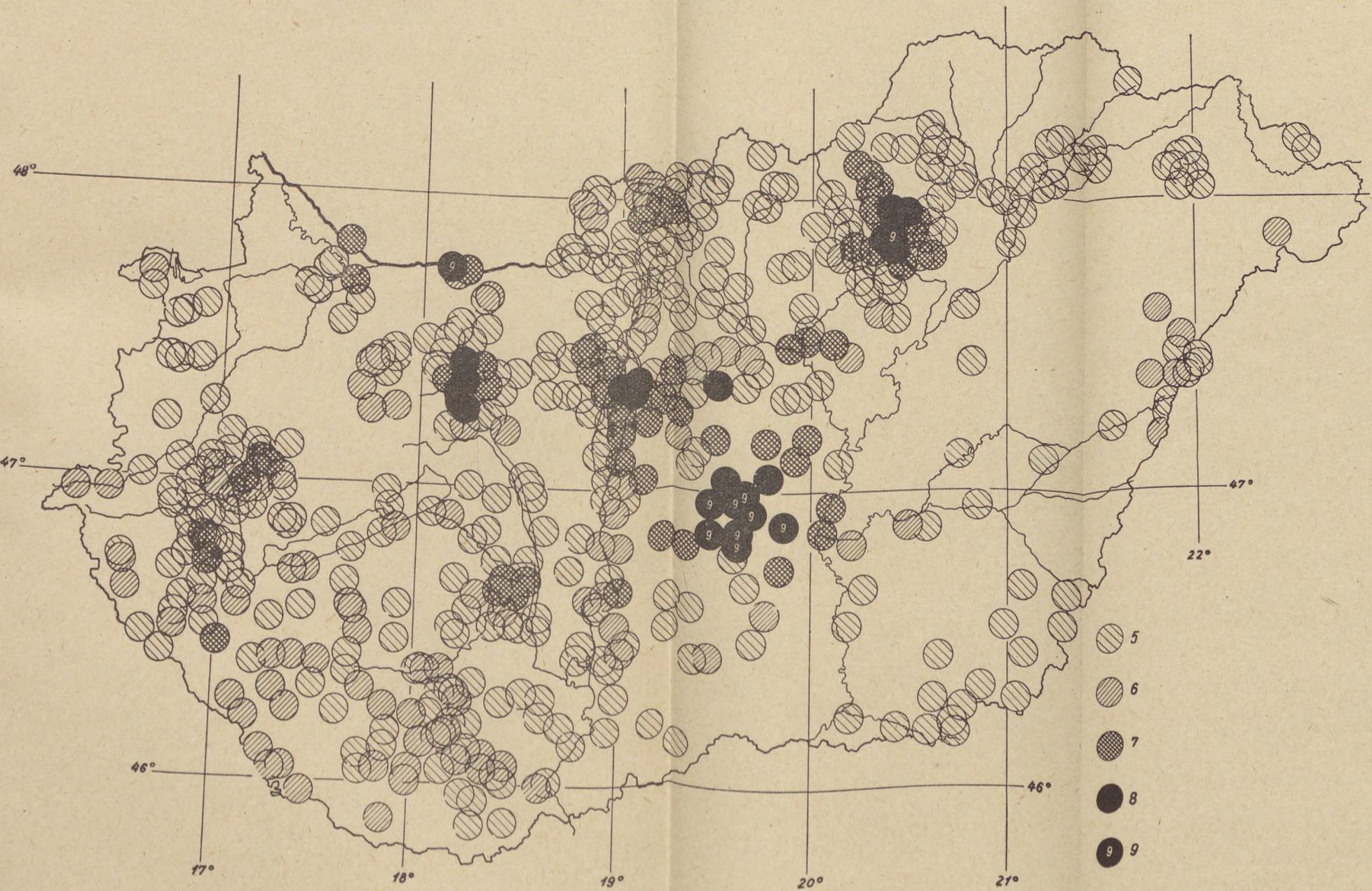


Fig. 2



3. Fig. The maximum intensities felt at the individual localities. The areas with intensities below 5° were left out of consideration

this may also be looked for in unfavorable subsoil conditions. Such localities are Beremend—Villány—Aka—Németi, Sárszentmiklós—Sárbogárd—Sárszentágota—Aba, Csákvár—Pátka, Somogyjád—Somogyvár—Somogyvámos.

Finally, we have illustrated all the earthquakes with intensities above 5° and falling within the mentioned period to enhance the seismotectonical lines (Fig. 3).

REFERENCES

1. B à t h: Seismicity of Fennoscandia and related problems. *Gerlands Beiträge zur Geophysik.* 63. 173—208. 1954.
2. C s o m o r D.—K i s s Z.: Magyarország szeizmicitása I. (Seismicity of Hungary I.) *Geofizikai Közlemények* VII. 169—180. 1958.
3. C s o m o r D.—K i s s Z.: Magyarország szeizmicitása II. (Seismicity of Hungary II.) *Manuscript.*
4. R é t h l y A.: A Kárpát-medencék földrengései 455—1918-ig. (The earthquakes of the Carpathian Basins between 455 and 1918). *Budapest,* 1952.
5. Magyarországi földrengések 1929—1960. (Hungarian Earthquakes 1929—1960).
6. E g y e d L.: A mélyszerkezet és a morfológiá kapcsolata a Dunántúlon a geofizikai vizsgálatok tükrében. (The connections of substructure and surface morphology in Transdanubia as reflected by geophysical investigations.) *Természettudományi Kar Évkönyve.* 1954.

THE PLANNING OF APPARATUSES FOR THE RECORDING OF GEOMAGNETIC PULSATIONS

CHAN LU-SO

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest
(Received 1960 June 2.)

SUMMARY

The present paper deals mainly with recording apparatuses for geomagnetic pulsations of the permalloy-core coil galvanometer type and gives a detailed account of the designing of such apparatuses. Starting from the Laplace-equation in an elliptical system of coordinates, the behaviour of an ellipsoid in a homogeneous magnetic field parallel to its long axis is treated. It is found that this behaviour depends, beside the true permeability, also on the proportions of the ellipsoid. Therefore, instead of the single permalloy rod we have prepared a bunch of mutually insulated permalloy wires. Concerning the optimum design of the sensing coil the paper deals with the total volume of the copper wire to be used in the coil, the properties of the core, the length of the coil, the matching of the resistance of the coil to that of the galvanometer, and the influence of the self-inductance and of the shape of the coil. It is stated for the galvanometer constant that in case the recording velocity is 360 mm/hour, it is sufficient to have a galvanometer of 6 second natural period, and secondly, that the sensitivity of the apparatus does not depend on the current sensitivity of the galvanometer. From this we may conclude that at a given input sensitivity it is advantageous to have a galvanometer of low internal resistance, and consequently it is possible to make the sensing coil out of thick wire at a given value of the wire volume.

I. Introduction

It is a fact known for a long time that there are superimposed upon the variations of the geomagnetic field variations of the individual geomagnetic components of smaller amplitude and shorter period called pulsations. Under this term the so-called "giant pulsations" and "micropulsations" are comprised. The amplitudes of the so-called giant pulsations vary from 3 to 30 gammas, the period being 20 to 300 sec. These do still appear on a standard magnetogram, being especially frequent in the polar regions. The amplitudes of the micropulsations remain below 3 gammas with periods likewise below 20 sec. Because of its small sensitivity and recording speed the standard magnetometer is unable to follow and record these pulsations, so that their study requires a special recording apparatus.

The study of the geomagnetic pulsations has a theoretical as well as practical importance. Theoretically, the research on the laws governing the distribution of pulsations in time and space helps to clear the physical causes of the geomagnetic field. Lately, the short-period variations of the geomagnetic field were utilized in ore prospecting, too, the method being known under the name of magnetotellurics. Of course, these purposes require the recording of the geomagnetic pulsations.

In this paper the recording apparatuses for observatory purposes will be treated, namely, in the first place those of the cored-coil galvanometer type.

II. Brief Description of the Different Types of Recording Apparatuses for Geomagnetic Pulsations

In designing recorders for magnetic pulsations, the following points must be observed, as opposed to recorders for normal magnetic variations:

1. The magnetic pulsations can be regarded as semi-periodic phenomena of rather short period. The natural period of the sensing instrument must be chosen accordingly in order to make the phase and amplitude transfer as independent as possible of the frequencies of the pulsations.

2. It was found in practice that the amplitudes of the rapid geomagnetic pulsations decrease with frequency, so that an appropriate apparatus has to have a much greater sensitivity than the standard recorders (10^{-1} to 10^{-2} gamma).

3. Considering that the changes to be recorded are rapid ones, it is advantageous to record their time gradients, for thus the slow higher-amplitude variations are filtered out.

4. In order to be able to resolve the rapid variations on the records, it is imperative to have a higher recording speed.

According to their sensing elements, the recorders for geomagnetic pulsations can be classed in five groups:

1. Improved variometers.

Depending on the mode of recording, there are in this group the following systems:

a) Direct photographic recording with the "rapid run" method.

b) Photoelectric recording.

c) Grenet-type induction variometer.

2. Induction magnetometers (i. e. coil variometers). In this group we distinguish the following two types:

a) Coil without permalloy core plus galvanometer.

b) Coil with permalloy core plus galvanometer.

3. Förster-probe method.

4. Variometers with field multipliers.

5. Resonance receiver.

III. Basic Principles of Induction Magnetometers (without permalloy coil)

Here a coil acts as the sensing element, the magnetic change in the component normal to the plane of the coil generating an e. m. f. in the coil, which in its turn drives the recording galvanometer. By positioning the coil appropriately, it is possible to record any of the components. The differential equation describing the motion of such a system is

$$I \frac{d^2 \Theta}{dt^2} + \left(F + \frac{\Phi_0^2}{R} \right) \frac{d \Theta}{dt} + C\Theta = \left(\frac{\Phi_0}{R} \right) \cdot S \cdot h \cdot \omega \cdot \sin \left(\omega t - \frac{\pi}{2} \right) \quad (1)$$

Φ_0 , being the flux constant of the galvanometer coil, R , the resistance of the entire circuit, S , the turn area of the coil, I , the momentum of inertia of the moving

element of the galvanometer, Θ , the excursion of the galvanometer, F , the mechanical damping coefficient.

The signal is of $h \cdot \sin t$ shape.

The solution of the equation is

$$\Theta = A \sin \left(\omega t + \frac{\pi}{2} - \varphi \right) \quad (2)$$

where

$$A = \left(\frac{\Phi_0 \cdot S}{R \cdot C} \right) \omega \cdot h \cdot \frac{\omega_0}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2) + 4\alpha^2 \cdot \omega_0^2 \cdot \omega^2}} = \left(\frac{\Phi_0 \cdot S}{R \cdot C} \right) \cdot \omega \cdot h \cdot f \quad (3)$$

$$\varphi \text{ is dependent on } n = \frac{\omega}{\omega_0}, \text{ too.}$$

It is seen from the above result that the amplitude depends on the signal frequency by the means of the f factor and ω , and that the apparatus records the time gradient of the signal.

IV. The Theory of the Permalloy-core Induction Galvanometer

On placing a ferromagnetic rod within the coil, the flux traversing the coil will be significantly increased. The modification was first proposed by H. Ebert in 1897.

The first point to be studied is as to how a permalloy rod will behave in a homogeneous magnetic field parallel with its axis. A rod may be regarded as a very slim ellipsoid of rotation. Taking this assumption as a basis, we determine from the Laplace equation written up in elliptical coordinates the potential of the ellipsoid of rotation and the magnetic field existing therein:

$$(\mu - \nu) \cdot \Delta_\lambda \cdot \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\Delta_\lambda \frac{\partial \nu}{\partial \lambda} \right) + (\nu - \lambda) \Delta_\mu \frac{\partial}{\partial \mu} \left(\Delta_\mu \frac{\partial \nu}{\partial \mu} \right) + (\lambda - \mu) \Delta_\nu \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\Delta_\nu \frac{\partial V}{\partial \nu} \right) = 0 \quad (4)$$

where λ , μ and ν are the variables of the elliptical coordinate system and

$$\Delta_\lambda = \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)} \quad (5)$$

We introduce new variables defined by

$$\alpha = \int \frac{d\lambda}{\Delta_\lambda} \quad \beta = \int \frac{d\mu}{\Delta_\mu} \quad \gamma = \int \frac{d\nu}{\Delta_\nu} \quad (6)$$

Now the Laplace-equation takes the form

$$(\mu - \nu) \frac{\partial^2 V}{\partial \alpha^2} + (\nu - \lambda) \frac{\partial^2 V}{\partial \beta^2} + (\lambda - \mu) \frac{\partial^2 V}{\partial \gamma^2} = 0 \quad (4a)$$

By separating the variables, the following total differential equations arise out of the above partial differential equation:

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 L}{\partial \alpha^2} = (A + B\lambda) \cdot L \\ \frac{\partial^2 M}{\partial \beta^2} = (A + B\mu) \cdot M \\ \frac{\partial^2 N}{\partial \gamma^2} = (A + B\nu) \cdot N \end{cases} \quad (7)$$

where

$$\begin{cases} -A = P(b^2 + c^2) \\ B = n(n+1) \end{cases} \quad (8)$$

These are, of course, Lamé-equations, the solution of which is

$$E_n^P(\lambda), \quad E_n^P(\mu), \quad E_n^P(\nu)$$

where

$$E_n^P(\lambda) = \sqrt{a^2 + \lambda} \quad \text{if } n = 1 \quad (9)$$

The total solution of the Laplace-equation is

$$\begin{aligned} V = C \cdot M \cdot N \cdot L + D \cdot L \cdot M \cdot N &= C \sqrt{(a^2 + \lambda)(a^2 + \mu)(a^2 + \nu)} \\ &+ D F(\lambda) \sqrt{(a^2 + \mu)(a^2 + \nu)} \end{aligned} \quad (10)$$

where

$$F(\lambda) = \sqrt{a^2 + \lambda} \int \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda) \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}} \quad (11)$$

The constants C and D may be determined by considering the following boundary conditions:

$$\begin{cases} (V_i)_{\lambda=\lambda_1} = (V_e)_{\lambda=\lambda_1} \\ \left(\mu_1 \frac{\partial V_i}{\partial n} \right)_{\lambda=\lambda_1} = \left(\mu_2 \frac{\partial V_e}{\partial n} \right)_{\lambda=\lambda_1} \end{cases} \quad (12)$$

μ_1 being the permeability of the ellipsoid, and $\lambda = \lambda_1$ representing a level ellipsoid.

In the above potential formula (10) the first term plays the role of an external, the second that of an internal potential.

On substituting the constants and making λ_1 equal zero the total potential in a Cartesian system of coordinates will look like

$$V_e = H_x X \left[1 - \frac{a b c (\mu_1 - \mu_2)}{2\mu_2 + (\mu_1 - \mu_2)} \cdot L \int_{\lambda}^{\infty} \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda) \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}} \right] \quad (13)$$

$$V_i = -H_x \cdot X \left[1 - \frac{(\mu_1 - \mu_2) \cdot L}{2\mu_2 + (\mu_1 - \mu_2) \cdot L} \right] \quad (14)$$

where $\mu_2 = 1$

and

$$L = a \cdot b \cdot c \int_0^{\infty} \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda) \sqrt{(a^2 + \lambda)(b^2 + \lambda)(c^2 + \lambda)}} \quad (15)$$

We are interested only in the internal potential. In case of an ellipsoid of rotation, $b = c$, and the integration in L becomes feasible.

$$L = a \cdot b^2 \int_0^{\infty} \frac{d\lambda}{(a^2 + \lambda)^{3/2} (b^2 + \lambda)} = a \cdot b^2 \frac{1}{a^2 - b^2} \left(\frac{1}{\sqrt{a^2 - b^2}} \ln \frac{a + \sqrt{a^2 - b^2}}{a - \sqrt{a^2 - b^2}} - \frac{a}{2} \right) \quad (16)$$

After integration

$$V_i = -H_x X \left[1 - \frac{(\mu - 1) \frac{a \cdot b^2}{a^2 - b^2} \left(\frac{a}{\sqrt{a^2 - b^2}} \ln \frac{1 + \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}}{1 - \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a}} - 2 \right) \frac{1}{a}}{2 + (\mu - 1) \cdot a \frac{b^2}{a^2 - b^2} \left(\frac{a}{\sqrt{a^2 - b^2}} \ln \frac{1 + \frac{\sqrt{a^2 + b^2}}{a}}{1 - \frac{\sqrt{a^2 + b^2}}{a}} - 2 \right) \frac{1}{a}} \right] \quad (17)$$

where

$$\varepsilon = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}} \quad (18)$$

Consequently, (17) may be written as

$$V_i = -H_x X \left[1 - \frac{(\mu - 1) \frac{K}{4\pi}}{1 + (\mu - 1) \frac{K}{4\pi}} \right] = -H_x X \left[\frac{1}{1 + (\mu - 1) \frac{K}{4\pi}} \right] \quad (17a)$$

The magnetic field strength within the ellipsoid is

$$H_i = H_x \frac{1}{1 + (\mu - 1) \frac{K}{4\pi}} \quad (19)$$

The magnetic induction:

$$B = \mu \cdot H_x \frac{1}{1 + \mu} \frac{K}{4\pi} \quad (20)$$

The effective permeability:

$$\mu' = \frac{\mu}{1 + \mu} \frac{K}{4\pi} \quad (21)$$

Consequently, an ellipsoid of rotation consisting of permalloy increases indeed the flux passing through the coil, but the amount of increase does not depend only on the permeability but also on the proportions of the ellipsoid. This will be one of the important parameters to be chosen in designing.

V. The Design of a Permalloy-core Induction Galvanometer

V-1. The permalloy core.

From equation (21) we may derive the fact that in an ellipsoid of rotation, which represents an open magnetic circuit, due to demagnetization, it will be the effective permeability that counts; which, however, will be affected, by the shape of the ellipsoid as well as by the true permeability. In our case the core had to be chosen so as to possess a high initial permeability and as slim a shape as possible. In practice the dimension ratio $\beta = \frac{b}{a}$ cannot be too small, as a too long rod is difficult to handle and a too thin one gives a too small magnetic flux. It is seen in Fig. 1. that in case

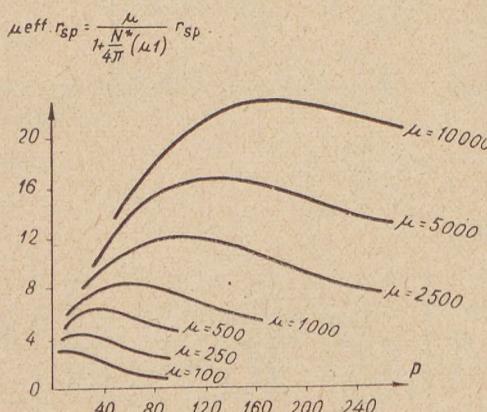


Fig. 1. The product $\mu_{eff} \cdot r_g$ vs. the dimension ratio $P = \frac{a}{b}$ for a rod of given substance and 1 metre length (after G. A. n g e n h e i s t e r)

of a high-permeability rod of 1 metre length the optimum ratio will be around 110 to 150. On the other hand, Fig. 2. shows that in the case of high permeability the effective permeability becomes saturated only around $\beta = \frac{1}{500}$.

In preparing the new type permalloy core to be described below we were led by the simple consideration that a core consisting of thin permalloy wires and insulated by a low permeability substance will function as if the wires were separate bodies, so that the effective permeability of the wire will depend upon the dimension ratio of the wire and not of the entire bunch. Our permalloy core was prepared this way: it consists of 278 pieces of permalloy-C wire of 1 millimetre diameter and

of 50 centimetres length. After heat treatment the insulation was preformed with bakelite lacquer and the wires were united in a bunch of 2 centimetres in diameter.

We have measured the permeability of the heat-treated permalloy wire with the ring method and with the Hopkinson-yoke. The results show a good agreement as to the order of magnitude; the minimum value of the initial permeability was computed to be about 5000 Gs/Oer, as shown in Fig. 3. Consequently, the value of the effective permeability is around 5000 Gs/Oer.

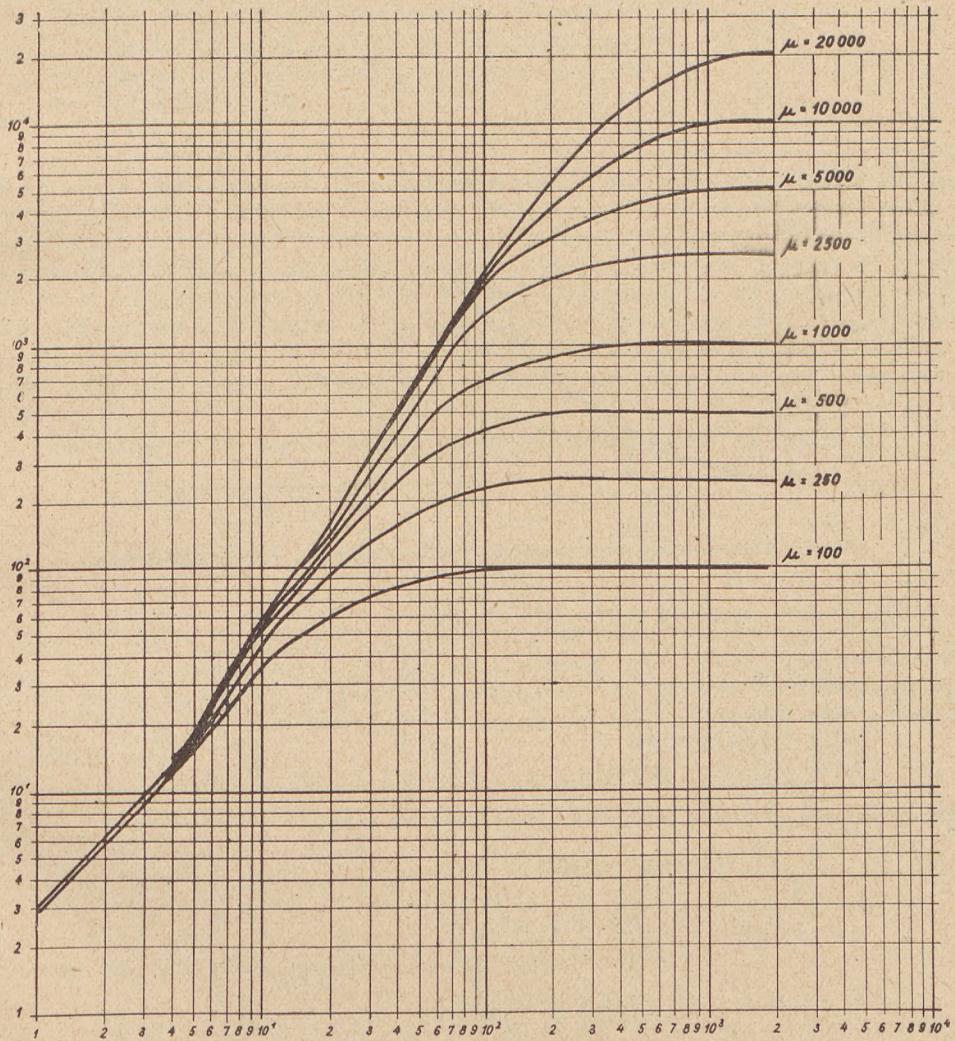


Fig. 2. The effective permeability *vs.* the dimension ratio for different values of μ

To prove the advantage of the permalloy wire bunch over the single rod, we have determined the relative self inductance of a coil (2 centimetres diameter, 30 centimetres length) without core and with the following cores:

1. permalloy bunch
2. single permalloy rod of 2 metres length and 2 centimetres diameter
3. a rod of common iron for reinforced concrete; length 50 centimetres, diameter 2 centimetres, initial permeability 430.

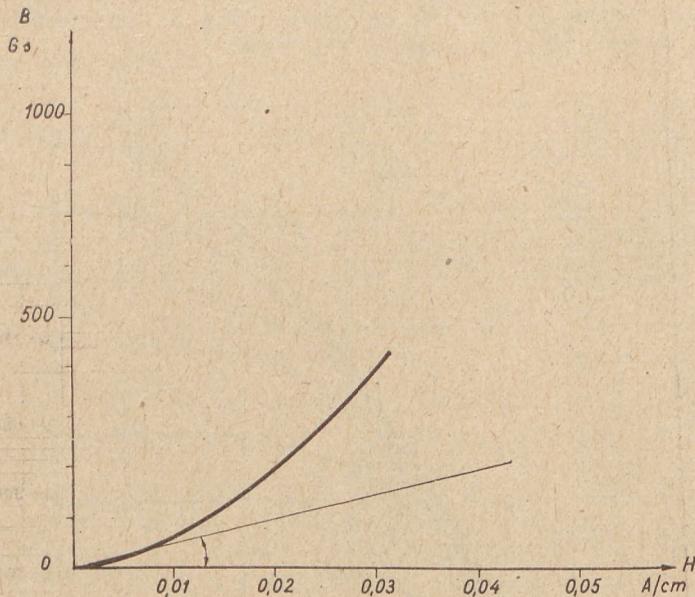


Fig. 3. Determining the magnetic permeability [$\mu = 5000 \text{ Gs(A)cm}$]

The results are listed in the table below:

	L	L/L_0
coil without core	0,9 (L_0)	1
with iron core	6,45	7,16
with permalloy rod	36,5	40,5
with permalloy bunch	91,5	102,0

From formula (21) and from the above data we obtain

$$\mu_{\text{iron}} \text{ (known)} = 430$$

$$\mu'_{\text{iron}} = 163 \quad \left(\beta = \frac{1}{25} \right)$$

$$\mu'_{\text{rod}} = 920 \quad \left(\beta = \frac{1}{100} \right)$$

$$\mu_{\text{rod}} = 1520$$

$$\mu'_{\text{bunch}} = 4640 \quad \left(\beta = \frac{1}{500} \right)$$

$$\mu_{\text{bunch}} = 5230.$$

The above data warrant the following conclusions:

1. The initial permeability of the permalloy wire lies indeed around 5000.
2. The permalloy wires function as separate bodies, i. e. the effective permeability depends as a matter of fact on the dimension ratio of the wire.

V-2. The design of the coil. For optimum design, the following problems have to be discussed:

- A) The total volume of the copper wire to be wound.
- B) The arrangement of the wire on the core.
- C) The matching of the coil to the galvanometer.
- D) The influence of the self-inductance of the coil.
- E) The shape of the coil.

A) The determination of the total volume of the copper wire. This problem arises because a turn is utilized to the best advantage only if it is tightly adhering to the rod, for otherwise, if there are several layers, there arises an air gap between rod and turns. Thus, the average permeability is decreased. Therefore, although—at a given wire diameter—the number of turns increases with the volume of the wire, the average permeability for the outer layers will become gradually smaller. It is easy to see that the excursion of the galvanometer increases at an ever lower rate with the increasing wire volume, and at a given point, saturation occurs. This is why it is necessary to determine the optimum wire volume.

According to the basic equation of the galvanometer the excursion is

$$\alpha = E_M \cdot S_u^* = \frac{\frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}}}{2\sqrt{R_M + r_Z}} \cdot \xi \cdot E_M \quad (22)$$

where S_u^* is the voltage sensitivity of the galvanometer, E_M is the induced e. m. f., S_{Ki} is the current sensitivity of the galvanometer, r_g is the internal resistance of the galvanometer, $R_M + r_Z$ is the resistance of the coil and the galvanometer leads, ξ is the matching factor, depending on the ratio of internal and external resistance.

Let us assume that the change of the magnetic flux is sinusoidal, i. e. $B = B_0 + b \cdot \sin t$, in which case the excursion becomes

$$\alpha = \frac{S_{Ki}}{2\sqrt{r_g}\sqrt{R_M + r_Z}} \cdot \xi \cdot \mu''' N \cdot S \cdot \frac{dB}{dt} \cdot 10^{-8} \frac{\omega_0^2}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\alpha^2\omega_0^2\omega^2}} \quad (23)$$

Disregarding the part depending on the period ratio,

$$\alpha = \frac{S_{Ki}}{2\sqrt{r_g}\sqrt{R_M + r_Z}} \cdot \xi \cdot \mu''' N \cdot S \cdot \frac{0,01\gamma \cdot 10^{-5}}{\text{sec}} \omega \cdot 10^{-8} \quad (23a)$$

where μ''' is the average effective permeability

$N \cdot S$ is the turn area of the coils,

$\hbar = 0,01$ gamma/sec.

If the total copper wire volume of the coil is V , then

$$R_M = \varrho_e \frac{l}{\pi r_d^2} \quad (24)$$

and

$$t \cdot V = l \cdot \pi \cdot r_d^2 \quad (25)$$

where r_d is the radius of the wire, l is the length of the wire, t is the space factor, ϱ_e is the resistivity of copper.

From the two above equations, we obtain

$$l = \sqrt{\frac{t \cdot V \cdot R_M}{\varrho_e}} \quad (26)$$

$$\varrho' = \sqrt{\frac{V}{L \pi} + r_v^2} \quad (27)$$

$$\varrho = \frac{\varrho' + r_v}{2} \quad (28)$$

$$\varrho_s^2 = \frac{r_v^2 + \varrho'^2}{2} \quad (29)$$

$$\mu'' = \frac{r_{v_0}^2 (\mu' - 1) + \varrho'^2}{\varrho'^2} \quad (30)$$

$$\mu''' = \frac{2 r_{v_0}^2 (\mu' - 1)}{r_v^2 + \left[\frac{V}{L \pi} + r_v^2 \right]} + 1 \quad (31)$$

$$N = \frac{l}{2 \pi \varrho} = \sqrt{\frac{t \cdot V \cdot R_M}{\varrho_e}} \frac{1}{\pi \left[r_v + \sqrt{\frac{V}{L \pi} + r_v^2} \right]} \quad (32)$$

$$S = \pi \varrho_s^2 = \pi \frac{r_v^2 + \left[\frac{V}{L \pi} + r_v^2 \right]}{2} \quad (33)$$

L being the length of the rod, ϱ' : the outer radius of the coil, r_v : the inner radius of the coil, ϱ : the arithmetic mean of the outer and inner radii, ϱ_s : the geometric mean of the outer and inner radii, μ'' : the effective permeability valid for the outermost layer, μ''' : the average effective permeability for the entire coil (geometrical), N : the number of turns, S : the average turn area.

If $R_M \gg r_z$, we obtain the final result

$$\alpha = \frac{\pi S_{Ki}}{2 \sqrt{r_g}} \cdot \xi \cdot \frac{1}{10^{15}} \sqrt{\frac{t}{\varrho_e}} \sqrt{V} \frac{2 r_{v_0}^2 (\mu' - 1) + \frac{V}{L \pi} + 2 r_v^2}{r_v + \sqrt{\frac{V}{L \pi} + r_v^2}} \quad (23b)$$

Let us compute the value of the excursion for different values of V , with the following values being given:

$$\begin{aligned} C_{Ki} &= 10^{-9} \text{ A/mm/m} & r_g &= 2,5\Omega & t &= 0,8 \\ \varrho_e &= 1,55 \cdot 10^{-6} \Omega \text{ cm} & r_{v_0} &= 1 \text{ cm} & \mu' &= 5000 \\ L &= 50 \text{ cm} & r_v &= 1,1 \text{ cm} & \xi &= 0,5 \end{aligned}$$

The results are seen in Fig. 4, indicating that above $V = 1500$ cubic centimetres the excursion increases but slowly with the increase of the wire volume, so that this value is to be utilized in design.

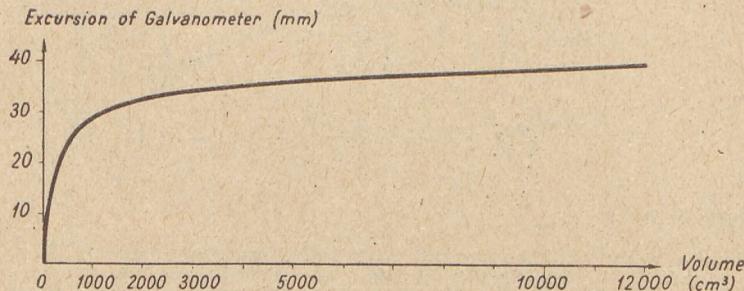


Fig. 4. The excursion of the galvanometer vs. copper wire volume

B) The determination of the length of the coil and its optimum distribution on the core. We propose that in case of a homogeneous magnetization and an ellipsoid of rotation the demagnetizing field strength is constant along the long axis and in the cross section. This is in agreement with the result derived above from the Laplace equation. However, in the case of a circular cylinder, matters are different. It can be shown that for a rod of circular cross section, even if the magnetization is homogeneous, the demagnetizing field strength is a function of the space coordinates, and consequently this is the case for the effective field strength too, so that for a cylindrical rod the assumption of homogeneous magnetization is unwarranted. By experimental measurements, the distribution of effective magnetization was determined to be as follows:

$$J = J_0 \left(1 - c_1 \frac{x^2}{a^2} - c_2 \frac{x^4}{a^4} - \dots - c_n \frac{x^{2n}}{a^{2n}} \right) \quad (34)$$

where J_0 is the magnetization at the center of the rod.

By evaluating determinants we have obtained the constants C_1, C_2, \dots, C_n and have

found for $\beta = \frac{1}{500}$ the following approximate values:

$$C_1 = 0,89 \quad C_2 = -0,0517 \quad C_3 = 0,0374 \quad C_4 = -0,030 \quad N_0 = 0,0000386$$

Considering that

$$B = \mu_0 (H_a - H_e) \quad (35)$$

$$H_e = N \cdot J \quad (36)$$

$$J = K (H_a - H_e) = K (H_a - N J) \quad J = \frac{K}{1 + N K} \cdot H_a \quad (37)$$

$$\begin{aligned} B &= \mu_0 \left(H_a - N \frac{K}{1 + N K} \cdot H_a \right) = \frac{\mu_0 J}{K} \\ &= \frac{\mu_0}{K} \cdot J_0 \left[1 - c_1 \left(\frac{x}{a} \right)^2 - \dots - c_n \left(\frac{x}{a} \right)^{2n} \right] \\ &= \frac{\mu_0 H_a}{1 + N K} \left[1 - c_1 \left(\frac{x}{a} \right)^2 - \dots - c_n \left(\frac{x}{a} \right)^{2n} \right] \end{aligned} \quad (38)$$

The excursion is

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{S_{Ki}}{2 \sqrt{r_g} \sqrt{R_M + r_Z}} \cdot \xi \cdot \sqrt{\frac{t \cdot V \cdot R_M}{\varrho_e}} \frac{1}{\pi \left[r_v + \sqrt{\frac{V}{b \pi} + r_v^2} \right]} \cdot \omega \cdot 10^{-13} \frac{dB}{dt} \cdot S = \\ &= \frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}} \cdot \xi \cdot \sqrt{\frac{t \cdot V}{\varrho_e}} \left[r_v + \sqrt{\frac{V}{b \pi} + r_v^2} \right] \cdot \\ &\cdot H_a \cdot 10^{-13} \cdot \pi \left[r_{v0}^2 \frac{\mu_0}{1 + N_0 K} \frac{\int_0^b \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx}{b} + \frac{2 r_{v0}^2 + \frac{V}{b \pi} - 2 r_{v0}^2}{2} \right] = \\ &= \frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}} \cdot \xi \cdot \sqrt{\frac{t \cdot V}{\varrho_e}} \frac{1}{\left[r_v + \sqrt{\frac{V}{b \pi} + r_v^2} \right]} 10^{-15} \cdot \\ &\cdot \pi \left[r_{v0}^2 \frac{\mu_0}{1 + N_0 K} f + \frac{2 r_{v0}^2 + \frac{V}{b \pi} - 2 r_{v0}^2}{2} \right] \end{aligned} \quad (39)$$

where

$$f = 1 - \frac{C_1 b^2}{3 L^2} - \frac{C_2 \cdot b^4}{5 L^4} - \dots - \frac{C_5 b^{10}}{11 L^{10}} \quad (40)$$

and

$$R_M \gg r_Z$$

If $\frac{b}{L} = \frac{3}{5}$ it is sufficient to consider the first two terms of f only; thus the error remains within 3 per cent. By the above formula, we have computed the excursion for constant V and different values of $\frac{b}{L}$. The results are shown in Fig. 5. It is seen that the optimum length of the coil is 35 cm.

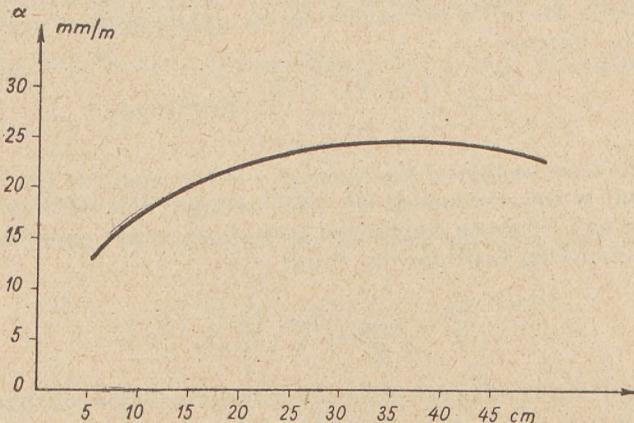


Fig. 5. The excursion of the galvanometer vs. coil length

C) The determination of the resistance of the coil.
In determining this parameter, two points must be considered. The first one is to attain optimum resistance matching, i. e. the resistance of the coil must equal the internal resistance of the galvanometer. The other point is that the excursion is to depend as little as possible on the period of the change and is to be damped as soon as possible. To this end, it is necessary to choose a galvanometer of a natural period significantly shorter than the shortest period to be recorded, and secondly, to have an appropriate damping of the galvanometer-coil system, i. e.

$$b = \frac{r_g + r_{agr}}{r_g + R_M} \quad (41)$$

where b is the damping factor.

and r_{agr} : the critical external resistance.

However, it is impossible to fulfil both conditions at the same time, because for galvanometers, r_g is generally much smaller than r_{agr} . Under these circumstances it is better to choose matching by damping instead of by resistance, as the characteristic curve of the latter is flat in a certain interval. E. g. if $r_{agr} = 10 r_g$ and $b = 0,7$ we have

$$\frac{r_g}{R_M} = \frac{r_g}{\frac{10,3 r_g}{0,7}} = 0,068$$

corresponding to $\xi = 0,5$.

D) The influence of the self-inductance of the coil upon the design. Up to now we have left the self-inductance of the coil out of consideration. However, in reality, the appearance of the core and the increase of the number of turns entails a self-inductance which cannot be neglected any more, as could be done for aircore arrangements. Its influence is felt in power matching as well as in damping.

The self-inductance of a solenoid whose length is sufficiently great as related to its diameter (consisting of a single layer) and having a core of the permeability μ is given, in case the coil is surrounded by an infinite medium of the same permeability, by the formula

$$L = \frac{4\pi \cdot N^2 \cdot A \cdot \mu'}{l} \cdot 10^{-9} \text{ Henry} \quad (42)$$

where A is the cross section of the solenoid, l is the length of the coil.

If the coil is not surrounded by the medium, the self-inductance of the permalloycore coil cannot be determined in our case except experimentally. I have obtained the following experimental value:

$$\frac{L_0}{L} = \frac{1}{100} \quad (\text{see Table I}).$$

Let us consider first the influence of the self-inductance of the coil upon the matching by power.

Given an e.m.f. E_M , and a galvanometer of the internal resistance r_g and with an outer purely ohmic resistance R_K in its circuit, let the damping factor of the circuit be α . If we introduce a coil instead of the pure ohmic resistor, what value of the ohmic resistance of the core ($R_M \cdot L$) is necessary to keep α unchanged? As only the ohmic resistance partakes in damping if the two damping factors are equal, the two damping wattages will likewise be equal, so that

$$\frac{E^2}{R_K + r_g} = \frac{E'^2}{R_M + r_g}$$

i. e.

$$I^2 (R_K + r_g) = I'^2 (R_M + r_g) \quad (43)$$

where E is the voltage drop across R_K ,

E' is the voltage drop across R_M .

As we have the same E_M in both instances, we obtain that

$$\frac{I^2}{I'^2} = \frac{(r_g + R_M)^2 + L^2 n^2}{(R_K + r_g)^2} \quad (44)$$

n being the natural cycle frequency of the galvanometer.

From the above two equations we obtain that

$$R_K + r_g = R_M + r_g + \frac{L^2 n^2}{R_M + r_g} \quad (45)$$

i. e.

$$R_K = R_M + \frac{L^2 n^2}{R_M + r_g} \quad (45a)$$

This means that the damping will be optimum if choosing the resistance of the coil according to the formula

$$\frac{r_g + r_{agr}}{r_g + R_M + \frac{L^2 n^2}{R_M + r_g}} = 0,7 \quad (46)$$

If the total volume of the copper wire and the parameters of the galvanometer are given, R_M can be computed.

In matching by resistances, the impedance will already play a part.

$$\frac{r_g}{R_M} = \frac{r_g}{\sqrt{R_M^2 + L^2 \omega^2}} \quad (47)$$

ω being the most frequent frequency of the changes.

E) By considering the above results, the basic equation obtains the form

$$\alpha = \frac{S_{Ki} \cdot 2 \pi}{2 \sqrt{r_g \cdot R_M} \sqrt{1 + H \frac{L^2 \omega^2}{R_M^2}}} \cdot \xi \cdot 10^{-15}.$$

$$\cdot \sqrt{\frac{t \cdot V}{\varrho_e}} \frac{1}{r_v + \sqrt{\frac{V}{b \pi} + r_v^2}} \left[r_v^2 \frac{\mu_0}{1 + N_0 K} f + \frac{V}{2 \pi b} + (r_v^2 - r_{v0}^2) \right] \quad (48)$$

if $R_M \gg r_z$

From this equation, the following conclusions may be drawn:

1. We have to choose a galvanometer having a high input sensitivity $\frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}}$,

as this is the value determining the excursion. Therefore, it is advantageous to decrease the internal resistance of the galvanometer as far as possible at the given input sensitivity. This is an important point in designing the sensing coil.

2. Beside the true permeability of the permalloy rod, the demagnetizing factor turns up too. The latter depends on the shape of the rod, so that it is best to choose as slim a rod as possible.

3. Beyond a certain copper wire volume the excursion of the galvanometer increases but slowly with the volume. Therefore it is necessary to determine first of all the volume beyond which it is not practical to increase the volume. In the following we will take this value for known.

4. The next step is to determine the optimum arrangement and length of the sensing coil. There are two points to be considered: if the coil is concentrated near the center of the coil, the inductance will be maximum. However, for a given volume the number of turns will be smaller in that case.

5. The coil has to fit the rod rightly, so as to keep r_v small.

6. The resistance of the sensing coil must be such as to satisfy the condition of matching by damping, i. e., b must equal 0,7. Besides, we must try to reach the best possible resistance matching.

7. While keeping up the above condition concerning the resistance of the sensing circuit, the resistance has to be diminished as far as possible. This is made possible by the circumstance derived above that the sensitivity of the apparatus is depending solely on the input sensitivity of the galvanometer. This statement may be proved by the following:

a) The excursion is inversely proportional to the square root of the resistance of the circuit.

b) From the point of view of preparing the coil it is best to wind the necessary wire volume out of thick wire.

c) For a given V , the ratio $\frac{L}{R}$ is not changed by the decrease of the coil resistance.

d) The decrease of the internal resistance of the galvanometer and of the resistance of the sensing coil, respectively, does influence neither the resistance ratio

$$\frac{r_g}{R_M \cdot \sqrt{1 + \frac{L^2 n^2}{R_M^2}}}$$

nor the constant ξ .

F) Designing the shape of the coil. Up to now we have considered cylindrical coils. Let us investigate in the following whether it is possible to gain anything in sensitivity by changing the shape of the coil.

1. Conical coil. As shown by Fig. 6.:

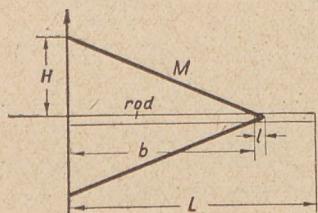


Fig. 6. To the computation of a conical coil

The average surface is

$$S = \frac{\pi([M + r_v]^2 + r_v^2)}{2} = \frac{\pi H^2}{2 b^2} \cdot x^2 - \frac{\pi H^2}{b} x + \frac{\pi H^2}{2} - \frac{\pi H r_v}{b} \cdot x + \pi H r_v + \pi r_v^2 \quad (51)$$

$$S_v = \pi r_{v_0}^2 \quad (52)$$

The average number of turns belonging to unit length of the rod is

$$N' = \frac{t \cdot M}{\pi r_d^2} = \left(\frac{t}{\pi r_d^2} \right) \left(-\frac{H}{b} x + H \right) \quad (53)$$

The total flux is

$$N \Phi = \left[\int_0^b N' (S - S_v) dx + \int_0^b S_v N' \frac{\mu}{1 + N_0 K} \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx \right] H_a \quad (54)$$

The excursion

$$\alpha = \frac{2 S_{Ki} \cdot \pi}{\sqrt{r_g} \cdot \sqrt{R_M} \cdot \sqrt{1 + \frac{L^2 \omega^2}{R_M^2}}} \cdot \xi \cdot 10^{-15} .$$

$$\left[\int_0^b N' (S - S_v) dx + \int_0^b S_v \frac{\mu}{1 + N_0 K} \left[1 - C_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx \right] =$$

$$= \frac{2 \pi S_{Ki} \cdot 10^{-15} \cdot \xi \cdot t}{r_d^2 \sqrt{r_g} \sqrt{R_M}} (H \cdot b) \left\{ \frac{H^2}{8} + \frac{H r_v}{3} - \frac{c_1 r_{v_0}^2 \mu}{12 (1 + N_0 K)} \left(\frac{b}{L} \right)^2 + \right.$$

$$\left. + \frac{1}{2} (r_v^2 - r_{v_0}^2) + \frac{r_{v_0}^2 \cdot \mu}{2} \right\} \quad (55)$$

I have applied this formula to coils of different length. The results are shown in Fig. 7. We may state that the application of a conical coil offers no advantage from the point of view of sensitivity.

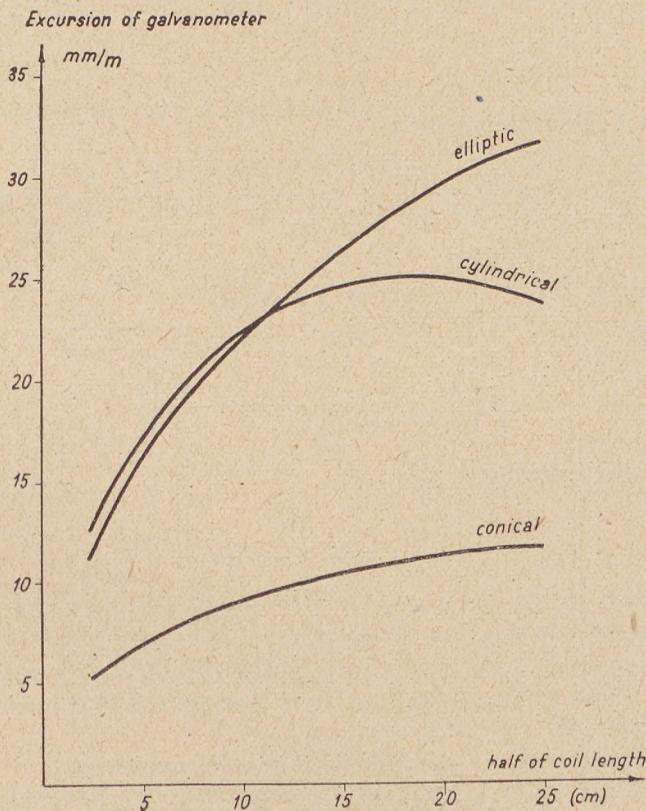


Fig. 7. To the computation of a coil of ellipsoid of rotation shape

2. Coils of ellipsoid of rotation shape.

The volume of a rotation ellipsoid (Fig. 8.) is

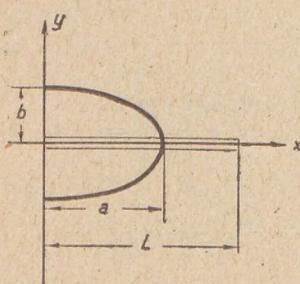


Fig. 8. The excursion of the galvanometer vs. length of the coil for different coil shapes

$$\frac{4}{3} \pi a b^2 = (V + 2 a \pi r_v^2) \quad (56)$$

so that, given V and a, b , may be determined.

The average surface is

$$S = \frac{\pi y^2 + \pi r_v^2}{2} \quad (57)$$

where

$$y = \sqrt{b^2 - \frac{b^2 x^2}{a^2}} \quad (58)$$

The total flux is

$$N \Phi = \int_0^a \frac{t(y-1)}{\pi r_d^2} (S - S_v) dx + \int_0^a \pi r_{v_0}^2 \frac{\mu}{1 + N_0 K} \frac{t(y-1)}{\pi r_d^2} \left[1 - c_1 \left(\frac{x}{L} \right)^2 \right] dx \quad (59)$$

The excursion of the galvanometer:

$$\alpha = \frac{2 \pi S_{Ki}}{\sqrt{r_g} \sqrt{R_M + r_Z}} \cdot 10^{-15} \cdot \xi \cdot \frac{t}{\pi r_d^2} \cdot a \left\{ \frac{7 \pi b^3}{32} - \frac{b^2}{3} - \frac{b}{4} \pi (2 r_{v_0}^2 - r_v^2) + \right. \\ \left. + \frac{\pi b \frac{\mu}{1 + N_0 K} r_{v_0}^2}{2} - \frac{\pi a^2 b C_1 r_{v_0}^2}{16 L^2} \frac{\mu}{1 + N_0 K} + \frac{a^2 r_{v_0}^2 c_1}{3 L^2} \frac{\mu}{1 + N_0 K} - \right. \\ \left. - \left[r_{v_0}^2 \left(\frac{\mu}{1 + N_0 K} - 1 \right) + \frac{r_v^2}{2} \right] \right\} \quad (60)$$

The values of the integrals

$$\int_0^a y dx = \frac{\pi a b}{2} \quad \text{and} \quad \int_0^a y x^2 dx = \frac{\pi a^3 b}{16}$$

are already substituted into this formula.

I have computed the excursion of the galvanometer for coils of different length. The results are visible in Fig. 7. We may state that the coil of ellipsoid of rotation shape offers some gain in sensitivity.

III. The choosing or the parameters of the galvanometer.

We have set the natural period of the galvanometer at 6 seconds. This value obtained by the following consideration. The maximum available recording speed is 360 millimetres per hour, so that the period of the changes which can still be

resolved is 10 sec. The condition of undistorted amplitude and phase transfer permits the period of the galvanometer to be as high as 6 sec. This rather long period has the advantage of entailing a higher sensitivity. We have stated that at a given input sensitivity the internal resistance of the galvanometer has to be as small as possible. In the following we will check this statement.

We may write that

$$S_{Ki} = \frac{2 B \cdot h \cdot d \cdot z}{D} \quad (61)$$

$$D = \frac{4 \pi^2 \Theta}{T_0^2} \quad (62)$$

$$\frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}} = \frac{2 B \cdot h \cdot d \cdot z \cdot T_0^2}{4 \pi^2 \Theta \cdot \sqrt{r_g}} \quad (63)$$

where B , h , d and T_0 are considered constants.

Hence

$$\frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}} = K \frac{z}{\sqrt{r_g}} \quad (63a)$$

The total volume of the wire being constant,

$$V = \pi r^2 \cdot l = K_1 \quad (64)$$

$$l = 2(d + h) \cdot z \approx K_2 \cdot z \quad (65)$$

$$\sqrt{r_g} = \sqrt{\frac{l}{\rho_e \frac{V}{\pi r^2}}} \quad (66)$$

therefore

$$\frac{S_{Ki}}{\sqrt{r_g}} = K \frac{z}{\sqrt{r_g}} = K \frac{\frac{l}{\rho_e \frac{V}{\pi r^2}}}{\sqrt{\frac{\rho_e}{V}}} = \frac{K}{K_2 \sqrt{\frac{\rho_e}{V}}} = M \quad (63b)$$

The above result signifies that under the given conditions the input sensitivity of the galvanometer is constant and does not depend on the thickness of the galvanometer coil, so that the above result may be realized in practice.

VI. Postface

The apparatus designed according to the above principles is under construction at present. The emplacement, calibration, the results of the recording and the accurate instrumental constants of the instrument will be related in a paper to follow.

REFERENCES

1. Thelier, E.: An enquiry into equipment for recording rapid changes in the Earth's magnetic field. *Instruction Manual, Année Geophysique Internationale 1957–58*, Uccle, Belgique.
2. Angenheister, G.: Registrierungen erdmagnetischer Pulsationen, Göttingen 1952–53. *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, **64**. 108–132. 1955.
3. Burkhardt, K.: Konstruktionsunterlagen der induktiven Pulsations und Erdstrom-Anlage am Erdmagnetischen Observatorium im Fürstenfeldbruck. *Geofisica pura e applicata* **33**. 78–85. 1956.
4. Meyer, E. & Moerdler, C.: Spiegelgalvanometer und Lichtzeigerinstrumente. Leipzig, 1957.
5. Stegena L.: Gyakorlati geofizika. (Practical Geophysics.) *Manuscript*.
6. Jeans, J.: The Mathematical Theory of Electricity and Magnetism. Cambridge, 1951.
7. Lio Shin-hon: The depth of penetration of the method of equipotential lines in case of ellipsoids of rotation. *Acta geophysica sinica*. **VII**. 115. 1958.
8. Istvánfy E.: Mágneses anyagok és alkalmazásuk. (Magnetic substances and their applications). Budapest, 1951.
9. Würschmidt, J.: Theorie des Entmagnetisierungsfaktors und der Scherung von Magnetisierungskurven. Braunschweig, 1925.

ON THE DEVELOPMENT OF THE SEISMIC WAVE

J. GÁLFI and L. STEGENA

Factory of Geophysical Instruments, Budapest

and

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 1960 September 1.)

SUMMARY

Experiments were carried out to determine the dependence of the amplitude and frequency of the reflected seismic waves on the depth of shooting.

The experiments suggest the conclusion that in the development of the seismic wave, the vibration of the soil layer situated between charge and surface plays an important part.

Introduction

Concerning the development of the seismic wave, the following conception is most widely accepted: in the immediate vicinity of the charge, there arise at the instant of the shot high pressures and great dislocations, resulting in a crushing of the soil structure. The maximum pressure and dislocation decrease with the distance from the shot point. At a certain distance the maximum pressure arising becomes so small that the soil is able to follow the pressure jump by elastic deformation. It is on this surface, the surface of the so-called equivalent cavity, separating the crushed zone from the elastic zone, that the seismic wave is developed.

The seismic wave shape is a function of a number of parameters. These are: the wave shape arising on the limiting surface of the durable and elastic deformation, the density of the medium, its elastic constants, and the distance travelled by the wave. The seismic wave developed is described mathematically for a completely elastic medium by Sharp's (1), for an absorbing medium by Huang Yen-hu's (2), and for a viscous medium by Sezawa's (3) formulas.

These theories of the development of the seismic wave leave out of consideration the fact that the wave is generated in the vicinity of the earth surface instead of an infinite homogenous medium. Menzel (4) has considered also the effect of the vicinity of the surface. He interpreted the seismic wave as the resultant of the direct wave starting at the shot point and the wave reflected from the surface.

To determine the influence of the vicinity of the free ground surface on the generation of the seismic wave we have carried out a set of experiments.

Experimental part

In an experimental area, five borings of 100 metres depth each were drilled. In these, shots were performed between 0 and 100 metres of depth at one-metre intervals with 100 grams of dynamite to each shot.

The generated waves were recorded by the following apparatus: A vertical electrodynamic seismometer, of 7 cps characteristic frequency was positioned at an identical distance of about 300 metres from the casing mouth. The seismometer was connected to the input terminals of a wide-band amplifier. To the output terminals there were connected several galvanometers of 2000 cps characteristic frequency. The sensitivity of each galvanometer was one third of the foregoing one. In this way no automatic volume control was necessary so that the quantitative evaluation of the obtained records was possible.

The experimental area was well-known from previous seismic work. There have been determined two reflections with travel times of 0,8 and 1,2 sec, respectively.

In the experimental records we have evaluated these two arrivals. In the reflection signal consisting of about 1,5 to 2,5 sine waves the maximum amplitude was determined. This was termed the amplitude of the reflection. The time elapsed between two maxima of the reflection signal was likewise determined: the reciprocal of this value was termed the frequency of the reflection.

Measurement results

Table I contains the amplitudes of the two reflections, Table II the frequencies of the same, plotted against shooting depth. Utilizing 100 grams of dynamite, the amplitude of the reflection beneath a shooting depth of 31 metres becomes so small as to be unevaluable.

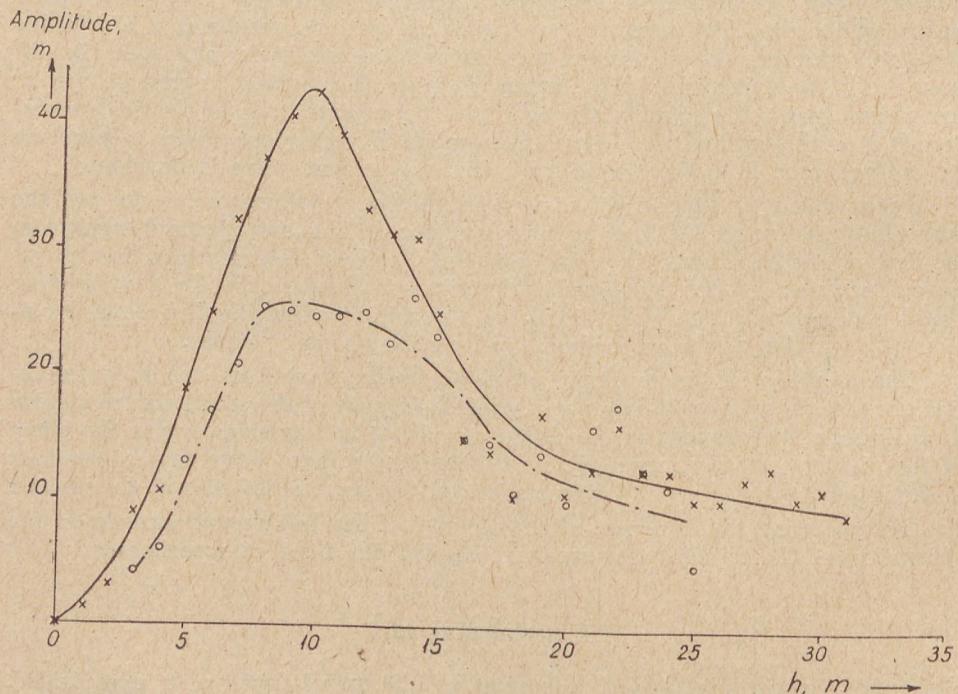


Fig. 1. Amplitudes of the reflections in millimetres in dependence of the shot depth h . The circles refer to the arrivals at 1,2 sec, the crosses to the ones at 0,8 sec

Table I. Amplitudes of the reflections, for shot depths between 0 and 31 metres, for the shot holes I-V.

Meter	0,8 sec. reflection mm					1,2 sec. reflection mm				
	II.	III.	IV.	V.	Mean	II.	III.	IV.	V.	Mean
0	1,0	.	.	.	1,0
1	1,8	.	.	.	1,8
2	3,7	.	.	.	3,7
3	6,6	7,5	8,9	4,7	8,2	3,7	6,0	.	2,6	4,1
4	10,3	10,0	12,5	8,0	10,2	6,6	6,5	.	5,4	6,1
5	25,2	17,4	19,6	12,5	18,7	16,5	14,1	13,5	9,4	13,3
6	34,2	24,2	28,2	13,2	24,9	19,8	18,7	18,8	11,0	17,1
7	44,8	33,1	32,1	18,8	32,2	23,0	24,2	22,8	13,9	20,9
8	57,4	42,0	31,5	19,7	37,6	34,7	31,4	22,1	15,6	25,9
9	59,0	42,8	37,7	23,5	40,7	32,2	29,7	21,2	19,0	25,5
10	51,6	45,3	41,0	28,3	41,5	29,0	29,0	23,0	19,8	25,2
11	51,4	41,8	33,4	22,7	37,3	31,8	28,9	21,0	19,3	25,2
12	42,9	38,2	34,4	20,0	33,8	34,2	28,7	21,0	18,9	25,7
13	44,0	36,0	30,0	17,2	31,8	29,8	27,6	17,8	15,6	22,7
14	42,7	36,9	27,5	19,4	31,6	37,2	31,0	19,5	17,0	26,2
15	.	31,0	.	19,4	25,2	.	28,3	.	19,0	23,6
16	.	.	.	15,3	15,3	.	.	.	15,0	15,0
17	.	.	.	14,0	14,0	.	.	.	14,8	14,8
18	.	.	.	10,3	10,3	.	.	.	(10,8)	(10,8)
19	.	.	.	17,2	17,2	.	.	.	14,0	14,0
20	.	.	.	10,8	10,8	.	.	.	12,2	12,2
21	.	.	.	12,7	12,7	.	.	.	16,0	16,0
22	.	.	.	16,1	16,1	.	.	.	17,9	17,9
23	.	.	.	12,7	12,7	.	.	.	12,6	12,6
24	.	.	.	12,7	12,7	.	.	.	9,8	9,8
25	.	.	.	10,2	10,2	.	.	.	5,3	5,3
26	.	.	.	10,2	10,2
27	.	.	.	12,2	12,2
28	.	.	.	13,0	13,0
29	.	.	.	10,6	10,6
30	.	.	.	11,8	11,8
31	.	.	.	9,6	9,6

In the five borings the amplitudes and frequencies of the shots show a rather great scatter, but the trend of the values is the same for each boring.

Fig. 1. represents the amplitude-*vs.*-depth relation of the reflections, as based on the mean from the five borings, as well as a graphically adjusted straight line.

Fig. 2. shows the frequency-*vs.*-shooting depth relation of the reflections, as well as the approximating curve, as based on the data of five borings.

In spite of the great scatter the results warrant the following statements.

The amplitude of the reflections increases with increasing shot depth. At about 10 metres it has a maximum, with a subsequent decrease towards greater shot depths. At a depth of about 30 metres the reflections merge into the noise. At shot depths of 0 to 3 metres the reflections of the same intensity are still discernible, because of the lower noise level.

The frequency of the reflections decreases significantly with increasing depth. The reflection at 1,2 sec is of a lower frequency than the one at 0,8 sec, due to the greater absorption taking place along the longer path.

Table II. Frequencies of the reflections, for shot depths between 0 and 25 metres, for the shot holes I—V.

Meter	0,8 sec. reflection, mm						1,2 sec. reflection, mm					
	I.	II.	III.	IV.	V.	Mean	I.	II.	III.	IV.	V.	Mean

0	(82,0)	.	.	.	82,0
1	70,5	.	.	.	70,5
2	.	(84,8)	78,3	.	.	81,5
3	.	66,7	71,4	.	67,6	68,5	.	(71,4)	63,3	.	.	67,3
4	.	66,2	80,6	(94,4)	66,8	77,0	.	(61,7)	(58,2)	.	.	59,9
5	.	65,4	78,8	79,4	66,8	72,5	56,6	(56,2)	58,2	58,2	84,7	62,4
6	.	64,6	76,3	71,4	67,6	69,9	53,8	(55,6)	(57,5)	56,8	58,8	56,5
7	62,8	63,5	77,5	71,3	67,2	68,4	57,8	53,8	56,8	48,6	59,5	55,3
8	62,5	63,7	74,1	66,7	68,3	67,0	56,8	53,2	57,7	49,5	52,6	53,9
9	62,3	62,2	74,1	68,6	66,8	66,8	51,5	55,5	57,5	48,1	.	53,1
10	61,7	61,4	70,9	65,8	66,8	65,3	51,5	54,4	53,8	49,5	.	52,3
11	57,5	55,2	68,1	58,2	65,0	60,8	48,3	55,6	50,8	45,5	.	50,0
12	53,2	52,8	69,9	56,2	66,3	59,8	38,3	58,5	50,6	48,2	46,3	48,2
13	49,6	53,5	68,2	(58,8)	65,3	59,0	38,5	50,8	50,8	49,1	43,6	46,5
14	34,5	52,7	67,2	50,3	60,3	53,0	39,2	48,2	48,1	45,8	41,4	44,5
15	33,6	.	66,2	.	58,8	52,8	34,5	.	46,7	.	39,5	40,2
16	35,6	.	.	.	58,4	47,0	38,5	.	.	.	39,3	38,9
17	35,5	.	.	.	54,7	45,1	35,2	.	.	.	37,8	36,5
18	35,7	.	.	.	52,8	44,2	34,3	.	.	.	36,4	35,3
19	51,5	51,5	34,2	34,2
20	50,8	50,8	34,2	34,2
21	49,5	49,5	32,2	32,2
22	46,2	46,2	31,3	31,3
23	44,0	44,0	31,3	31,3
24	42,2	42,2	31,8	31,8
25	31,3	31,3

The interpretation of the results

The above results are rather striking, and were not to be expected on the basis of the classical concept of wave generation sketched in the introduction. If the shots take place in a sufficiently homogeneous medium—which seems to be the case in our experimental terrain—the classical concept has the following consequences:

The amplitude of the reflections is small at small shot depths, because of the incomplete choking, increasing at first rapidly, and more slowly at greater depths. In shots situated at great depths a further increase of the amplitude is to be expected, because of the decrease of the length of the wave path and consequently of the geometrical scatter and absorption.

The frequencies of the reflections ought to show a slow increase with increasing shot depth due to the decrease of absorption with the length of the wave path.

As it was seen, the results obtained were different. Assuming that the trends obtained for the amplitudes and frequencies are real, these must be due either to the change of the distance from the surface, or to the special seismological circumstances prevailing in the profile of the shot hole. The latter is most improbable. The geological profile of the borings is identical for all five of them, consisting of loose, rapidly interchanging clays and sandier beds. However, these thin beds

cannot be correlated from one boring to another, either, so that the joint result of the five borings would have eliminated an eventual seismogeological effect.

Let us attempt a qualitative interpretation of the results.

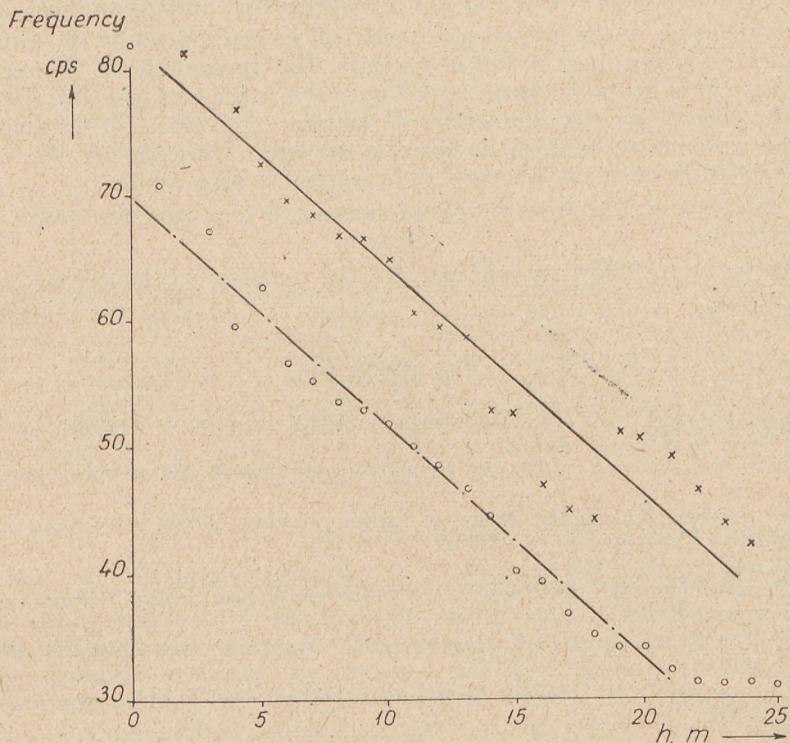


Fig. 2. Frequencies of the reflections in cps, in dependence of the shot depth h . The circles refer to the arrivals at 1,2 sec, the crosses to the ones at 0,8 sec

In the course of a shot the mass of approximately conical shape situated above the charge is that part of the ground which can be excited to greater amplitudes, due to its smaller damping and free surface (Fig. 3) (5). This mass enters a damped oscillatory movement in dependence on its mass, the directive force and the damping acting upon it. This wavelet is passed over to the ground, not on the surface of an "equivalent cavity" in the sense of Sharpe or Anstey (6), but along conical surfaces, the sections of which were indicated by dashed lines on Fig. 3.

On increasing the shot depth below the surface, the outgoing seismic signal—and consequently the amplitude of the reflection

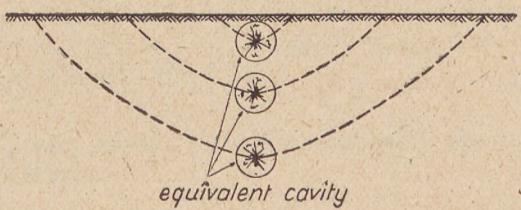


Fig. 3. The equivalent cavities developed around the charges and the excited rock masses above the equivalent cavity

arrivals — is increasing at first because of the improved choking, and would thereafter, when the appropriate choking is reached, remain constant. However, with increasing depth the excited mass increases, too — in case the apical angle of the cone remains constant, as the third power of depth — and consequently, if the amount of dynamite is kept constant, the generated amplitude must decrease.

The frequency of the excited rock mass will be determined by the ratio of the directive force acting upon it and of its mass. The directive force, represented by the adhesive force acting between the soil particles, is proportional with the surface, i. e. in the present case with the surface of the cone; it increases, if the apical angle of the cone remains constant, as the square of the depth. Consequently, the frequency of the excited mass must decrease with increasing shot depth.

As can be seen, the above simple explanation is in a good agreement with the observed facts.

In a paper to follow we will attempt the quantitative interpretation of the phenomena.

REFERENCES

1. Sharpe, J. S.: The Production of Elastic Waves by Explosion Pressures. *Geophysics*, VII. 1942.
2. Huang Jen-hu: On the frequency spectrum of the seismic wave. In this volume.
3. Sezawa, K.: On the decay of waves in visco-elastic solid bodies. *Bull. of the Earthquake Research Inst.* 3. 1927.
4. Menzel, H., Rosenbach, O.: Untersuchungen über den Einfluss der Verwitterungsschicht auf das Spektrum elastischer Wellen in der Reflexionsseismik. *Geophys. Prosp.* 3. 1957.
5. Egyed L.: Geofizikai alapismeretek (Textbook of geophysics). *Budapest*, 1955.
6. Anstey, N. A.: Modern Technique in Seismic Reflection Recording. *Geophys. Prosp.* 1. 1957.

ON THE FREQUENCY SPECTRUM OF THE SEISMIC WAVE

HUANG YEN-HU

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 1960 June 2.)

SUMMARY

In the present paper the frequency spectrum of the seismic wave for media of different velocity and absorption is discussed. We have found that the amplitude of the seismic wave generated by the shooting of a spherical charge is for media of different velocity and absorption, in the neighbourhood of the shot point and at lower frequencies (below 500 cps) proportional, to the square of the frequency. The absorption coefficient of rocks is proportional to the frequency and thus the spectrum of the seismic wave may be determined for different distances from the shot point. Finally the problem as to which frequency component can be recorded to the best advantage after different lengths of travel is discussed.

1. Introduction

In the latest years attempts were made in seismic exploration to utilize the dynamic characteristics and high-frequency components of the waves to improve the efficiency and resolving power of the method. In this paper we will study the frequency spectrum generated by the shot and the alterations of this spectrum with the length of the wave path as measured from the shot point. The results show that the amplitude-frequency spectrum of the velocity wave of the mass point is, for a band below 500 cps, proportional to the square of the frequency. Furthermore, the coefficient of absorption of the rock is at lower frequencies approximately directly proportional to the frequency. The maxima of the spectra of seismic waves generated in media of different velocity occur at different frequencies, but the shape of these spectra is essentially identical and varies differently in media of different absorbing power with the length of the travelled path. We will discuss the possibility of recording the high-frequency components. This possibility depends on the coefficients of absorption of the rocks, on the depth to be penetrated, on the characteristics of the vibrating system, ground plus seismometer, and on the size of the charge. The resolving power of the seismic method is limited beside the duration of the wave recorded on the seismogram, i. e. its frequency, also on the average velocity of propagation of the waves in the rock.

2. The amplitude-frequency spectrum of a seismic wave in a completely elastic medium

The wave motion was theoretically established by Sharp for a pressure pulse upon the inner surface of a spherical cavity situated in a solid medium (1). His solution is based on the assumption that the medium is completely elastic,

that the Poisson-constant equals 0,25 and that the pressure acting upon the inner surface of the sphere is directed normally,

For the pressure pulse of the shape

$$\begin{aligned} p(t) &= p_0 e^{-\alpha t} \quad \text{for } t \geq 0 \\ \text{and} \quad &= 0 \quad \text{for } t < 0 \end{aligned} \quad (1)$$

the displacement potential is

$$\begin{aligned} \Phi &= \frac{a p_0 / \varrho r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ -e^{-\alpha\tau} + e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \left[\left(\frac{1}{\sqrt{2}} - \frac{\alpha}{\omega} \right) \sin \omega \tau + \cos \omega \tau \right] \right\} \\ &\quad \text{for } \tau \geq 0 \\ \Phi &= 0 \text{ for } \tau < 0 \end{aligned} \quad (2)$$

where

$$\omega = \frac{2\sqrt{2}V}{3a} \quad (3)$$

$$\tau = t - \frac{r - a}{V} \quad (4)$$

$$V = \sqrt{\frac{3\mu}{\varrho}} \quad (5)$$

p_0 being the amplitude of the pressure pulse, $\alpha > 0$ a constant, t the time, r the radius vector as measured from the center of the sphere, V the velocity of propagation of the longitudinal wave, a the radius of the sphere.

Around the charge, a zone of crushing is developed; this is surrounded by the zone of deformation. Beyond this zone is situated the elastic region; consequently, the radius of the sphere has to be interpreted as the radius of the surface bordering the zone of durable deformation against the region of elastic deformation.

From (2), the displacement of the mass point may be written as follows:

$$\begin{aligned} u = \frac{\partial \Phi}{\partial r} &= \frac{a p_0 / \varrho r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ \left(\frac{1}{\gamma} - \frac{\alpha}{V} \right) e^{-\alpha\tau} + \left[\frac{3\omega - \sqrt{2}\alpha}{2V} + \frac{1}{\gamma} \left(\frac{\alpha}{\omega} - \frac{1}{\sqrt{2}} \right) \right] \right. \\ &\quad \cdot e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cdot \sin \omega \tau + \left. \left(\frac{\alpha}{V} - \frac{1}{r} \right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega \tau \right\} \quad \text{for } \tau \geq 0 \\ \text{and } u &= 0 \quad \text{for } \tau < 0 \end{aligned} \quad (6)$$

and the velocity of the mass point:

$$\begin{aligned} v = \frac{\partial u}{\partial t} &= \frac{a p_0 / \varrho V r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ \left(\alpha^2 - \frac{3}{2\sqrt{2}} \right) \omega \alpha \cdot \frac{a}{r} e^{-\alpha\tau} + \right. \\ &\quad \left. + \left[- \left(\frac{3\sqrt{2}}{4} \omega^2 + \frac{1}{2} \omega \alpha \right) + \left(\frac{9}{4} \frac{\omega^2}{\sqrt{2}} - \frac{3}{4} \omega \alpha \right) \frac{a}{r} \right] \cdot e^{\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega \tau + \right. \\ &\quad \left. \left. + \left(\frac{3\sqrt{2}}{4} \omega^2 + \frac{1}{2} \omega \alpha \right) + \left(\frac{9}{4} \frac{\omega^2}{\sqrt{2}} - \frac{3}{4} \omega \alpha \right) \frac{a}{r} \right] \cdot e^{\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega \tau \right\} \end{aligned}$$

$$+ \left[\left(\frac{3\omega^2}{2} - \sqrt{2}\omega\alpha \right) + \frac{3\sqrt{2}}{4}\omega\alpha \cdot \frac{a}{r} \right] e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \Bigg\}$$

for $\tau \geq 0$

$$\text{and } v = 0 \quad \text{for } \tau < 0 \quad (7)$$

If $r \gg a$ (e.g. $r \approx 10a$) the terms contained by (7) and (6) inversely proportional to r^2 may be neglected and thus the displacement of the mass point at greater distances from the shot point becomes

$$u = \frac{a p_0 / \varrho V r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ -\alpha e^{-\alpha\tau} + \left(\frac{3\omega - \sqrt{2}\alpha}{2} \right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right.$$

$$\left. + \alpha e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \text{for } \tau \geq 0$$

and $u = 0 \quad \text{for } \tau < 0 \quad (8)$

and the velocity of the mass point at greater distances from the shot point is

$$\dot{V} = \frac{a p_0 / \varrho V r}{\left(\frac{\omega}{\sqrt{2}} - \alpha\right)^2 + \omega^2} \left\{ \alpha^2 e^{-\alpha\tau} - \left(\frac{3\sqrt{2}}{4} \omega^2 + \frac{1}{2}\omega\alpha \right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right.$$

$$\left. + \left(\frac{3\omega^2}{2} - \sqrt{2}\omega\alpha \right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \text{for } \tau \geq 0$$

and $v = 0 \quad \text{for } \tau < 0 \quad (9)$

Assume that

$$\alpha = m\omega / \sqrt{2} \quad (10)$$

m being a constant greater than zero. Substitute α in (8) and (9) by (10); the result is

$$u = \frac{2p_0}{\varrho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)\omega} \left\{ -\frac{m}{\sqrt{2}} e^{-m\omega\tau/\sqrt{2}} + \frac{3-m}{2} e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right.$$

$$\left. + \frac{m}{\sqrt{2}} e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \text{for } \tau \geq 0$$

$u = 0 \quad \text{for } \tau < 0 \quad (11)$

$$v = \frac{3p_0}{2\varrho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)} \left\{ \frac{2m^2}{3} e^{-m\omega\tau/\sqrt{2}} - \sqrt{2} \left(1 + \frac{m}{3} \right) e^{\omega\tau/\sqrt{2}} \sin \omega\tau + \right.$$

$$\left. + 2 \left(1 - \frac{2m}{3} \right) e^{-\omega\tau/\sqrt{2}} \cos \omega\tau \right\} \quad \text{for } \tau \geq 0$$

$v = 0 \quad \text{for } \tau < 0 \quad (12)$

The displacement and velocity of the mass point may be expressed by a Fourier integral:

$$F(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Theta(n) e^{inx} dn \quad (13)$$

$$\text{and } \Theta(n) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\tau) e^{-inx} dn \quad (14)$$

where $n = 2\pi f$ is the cycle frequency.

$\Theta(n)$ is a complex frequency-function of the complex frequency-spectrum $F(\tau)$ and may be written as

$$\Theta(n) = \vartheta(n) e^{i\varphi(n)} \quad (15)$$

$\vartheta(n)$ and $\varphi(n)$ yielding, respectively, the amplitude and phase frequency spectra of $F(\tau)$, both being real functions of the frequency.

From (11) and (12) we obtain the complex frequency spectra of the displacement and velocity of the mass point.

$$\begin{aligned} \Theta_u(n) = & \frac{p_0}{\pi \varrho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)} \left\{ \frac{9}{8} m^2 \omega^6 + \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{2} \right) \omega^4 n^2 + \right. \\ & + \left(\frac{m^2}{2} - 1 \right) \omega^2 n^4 + n^6 \left\{^{-1} \cdot \left\{ \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{4} + \frac{m^3}{2} \right) \omega^2 n^2 - \right. \right. \\ & - \left(\frac{3}{2} - m + \frac{m^2}{2} \right) n^4 + i\sqrt{2} m \left(\frac{9}{8} - \frac{3}{4} m - \frac{3}{8} m^2 \right) \omega^3 n - \\ & \left. \left. - i\sqrt{2} \left(\frac{3}{2} - \frac{1}{4} m + \frac{1}{4} m^3 \right) \omega n^3 \right\} \right\} \end{aligned} \quad (16)$$

and

$$\begin{aligned} \Theta_v(n) = & \frac{3 p_0}{4 \pi \varrho V} \cdot \frac{a}{r} \frac{1}{(3 - 2m + m^2)} \left\{ \frac{9}{8} m^2 \omega^6 + \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{2} \right) \omega^4 n^2 + \right. \\ & + \left(\frac{m^2}{2} - 1 \right) \omega^2 n^4 + n^6 \left\{^{-1} \cdot \left\{ \sqrt{2} m \left(-\frac{3}{2} + m - \frac{1}{2} m^2 \right) \omega^3 n^2 + \right. \right. \\ & + \sqrt{2} \left(2 - \frac{1}{3} m + \frac{1}{3} m^2 \right) \omega n^4 + i \left(3 - \frac{1}{3} m^2 + \frac{2}{3} m^3 \right) \omega^2 n^3 + \\ & \left. \left. + i \left(-2 + \frac{4}{3} m - \frac{2}{3} m^2 \right) n^5 \right\} \right\} \end{aligned} \quad (17)$$

The seismometer being a velocity meter, we will restrict ourselves in the following to the discussion of the complex frequency spectrum of the velocity of the mass point.

Generally (17) may be written as

$$\Theta_v(n) = \frac{k}{r} n^2 \frac{A(n) + i B(n)}{S(n)} \quad (18)$$

where $k = \frac{3 p_0 a}{4 \pi \rho V}$ and

$$\begin{aligned} A(n) &= \sqrt{2} m \left(-\frac{3}{2} + m - \frac{1}{2} m^2 \right) \omega^3 + \sqrt{2} \left(2 - \frac{1}{3} m + \frac{1}{3} m^2 \right) \omega n^2 \\ B(n) &= \left(3 - \frac{1}{3} m^2 + \frac{2}{3} m^3 \right) \omega^3 n + \left(-2 + \frac{4}{3} m - \frac{2}{3} m^2 \right) n^3 \\ S(n) &= \frac{9}{8} m^2 \omega^6 + \left(\frac{9}{4} - \frac{m^2}{2} \right) \omega^4 n^2 + \left(\frac{m^2}{2} - 1 \right) \omega^2 n^4 + n^6 \end{aligned} \quad (19)$$

The amplitude and phase frequency spectra corresponding to the equation (18) are

$$\hat{v}(n) = \frac{k}{r} n^2 \sqrt{A^2(n) + B^2(n)} / S(n) \quad (20)$$

and $\varphi(n) = \text{arc tg } \frac{B(n)}{A(n)}$

In practice, it is more usual to give the shape of the pressure pulse by the following equation:

$$\begin{aligned} p(t) &= p_0 (e^{-m\omega t/\sqrt{2}} - e^{-l\omega t/\sqrt{2}}) & t \geq 0 \\ p(t) &= 0 & t < 0 \end{aligned} \quad (21)$$

where l is a constant greater than m . Consequently, the complex frequency spectrum of the velocity of the mass point is modified:

$$\begin{aligned} \Theta_{(m-l)}(n) &= \frac{k}{r} n^2 \left\{ \frac{A_m(n) + i B_m(n)}{S_m(n)} - \frac{A_l(n) + i B_l(n)}{S_l(n)} \right\} = \\ &= \frac{k}{r} n^2 \frac{1}{S_m \cdot S_l} \left\{ (A_m \cdot S_l - A_l \cdot S_m) + i (B_m S_l - B_l S_m) \right\} \end{aligned} \quad (22)$$

and

$$\hat{v}_{(m-l)}(n) = \frac{k}{r} n^2 \frac{1}{S_m \cdot S_l} \left\{ (A_m S_l - A_l S_m)^2 + (B_m S_l - B_l S_m)^2 \right\}^{1/2} \quad (23)$$

$$\varphi_{(m-l)}(n) = \text{arc tg} [(B_m S_l - B_l S_m) / (A_m S_l - A_l S_m)] \quad (24)$$

Equation (23) is the amplitude-frequency spectrum of the seismic wave, in case the pressure pulse of the shape (21) acts upon a spherical cavity of the radius a in a homogeneous isotropic solid medium.

In the following we will call the amplitude-frequency spectrum of the velocity of the mass point simply the velocity spectrum.

Now let us consider the nature of the impulse which is formed on the boundary of the deformation zone and of the elastic region. Evidently, the pulse shape will depend on the brisancy, amount and shape of the charge, and on the properties of the enclosing rock. The pressure increases almost abruptly, reaches a maximum, and decreases thereafter rapidly and approximately exponentially to zero. This process takes place within 1 to 3 msec (2,3). Assuming the longitudinal velocity

of the rock to be $V = 2000$ m/sec, the radius of the sphere, $a = \frac{2\sqrt{2}}{3\pi}$ m, then

$\omega = 2\pi \cdot 10^3$ cps. If the velocity of propagation is $v = 1000$ m/sec and $a = \frac{2\sqrt{2}}{3\pi}$ m,

then $\omega = \pi \cdot 10^3$ cps. From (3) it is evident that if the velocity of propagation of the wave and the radius of the sphere increase or decrease at the same rate ω will not vary.

In Fig. 1. we show the shapes of the pressure pulses, for the parameters $m = 1$, $l = 2$; $m = \frac{1}{2}$, $l = 1$; $m = \frac{1}{2}$, $l = 2$; $m = \frac{1}{4}$, $l = 1$ and for $\omega = 2\pi \cdot 10^3$ cps.

The same pulse shapes arise for the parameters $m = 2$, $l = 4$; $m = 1$, $l = 2$; $m = 1$, $l = 4$; $m = \frac{1}{2}$, $l = 2$ and for $\omega = \pi \cdot 10^3$ cps. In Fig. 2. we have illustrated the spectra of the velocities corresponding to the pulse shapes shown in Fig. 1., being the wave parts proportional to the first power of the path length. It is seen in Fig. 2. that the velocity spectrum of the wave in a completely elastic medium of variable velocity is at lower frequencies proportional to the square of the frequency, i. e. at lower frequencies

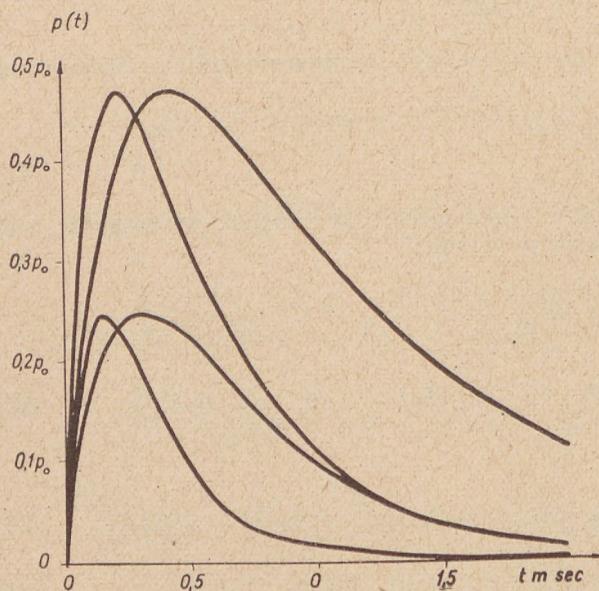


Fig. 1. The shapes of the pressure pulse

$$(a) m = 1, l = 2, (b) m = \frac{1}{2}, l = 1, (c) m = \frac{1}{2}, l = 2, (d) m = \frac{1}{4}, l = 1 \quad V = 2000 \text{ m/sec} \quad a = \frac{2\sqrt{2}}{3\pi} \text{ m}$$

where C is a constant greater than zero. The maximum of the spectrum i. e. the dominant frequency of the velocity wave is around 1000 cps in a medium of 2000 m/sec velocity and around 500 cps in a medium of 1000 m/sec velocity.

The maximum of the spectrum is shifted by an increase of the duration of the pulse somewhat towards the lower frequencies.

Comparing the spectra δ_{1-2} and $\delta_{\frac{1}{2}-1}$ of identical corresponding pressure pulse maxima we see that the amplitude of the spectrum increases with the duration of the pulse. The duration of the pulse, in its turn, increases directly with a , the radius of the sphere, i. e. with the amount of the charge. This is evident from (21). Consequently, it follows from the above said that the dominant frequency of the seismic wave generated is one and the same medium is shifted somewhat towards the lower frequencies by the increase of the mass of the charge, with a simultaneous increase in amplitude, but no significant change in the frequency region below the dominant frequency.

Comparing the spectra $\delta_{\frac{1}{2}-2}$ and δ_{1-4} , generated by a pressure pulse of identical shape upon a sphere of identical radius in media of 2000 m/sec and 1000 m/sec velocity, respectively, it is seen that the maximum of the spectrum is situated at a lower frequency in the medium of lower velocity and that the amplitude of the spectrum is greater in the lower-velocity medium. Fig. 2. shows that the amplitude of the spectrum δ_{1-4} is almost eight times that of the spectrum $\delta_{\frac{1}{2}-2}$. This

is the third power of the reciprocal of the velocity ratio of the two media. However, in practice it was found to be better to perform the shot in the harder formation, in order to obtain a signal of greater amplitude. There is no contradiction, however, because according to the basic theorem of elasticity theory the deformation of a body at a given stress is inversely proportional to its elasticity. In practice, the distribution of the energy among the crushed zone, the zone of deformation and the zone of elasticity will not be the same for identical charges in media of different velocity. In a rock of higher velocity, the amount of elastic energy will be higher, i. e. there will occur a more intense pressure pulse on the boundary of the deformation zone and the region of elasticity. Moreover, if the rock is not completely elastic, the coefficient of absorption will be generally less in a medium of higher velocity, i. e. the amplitude

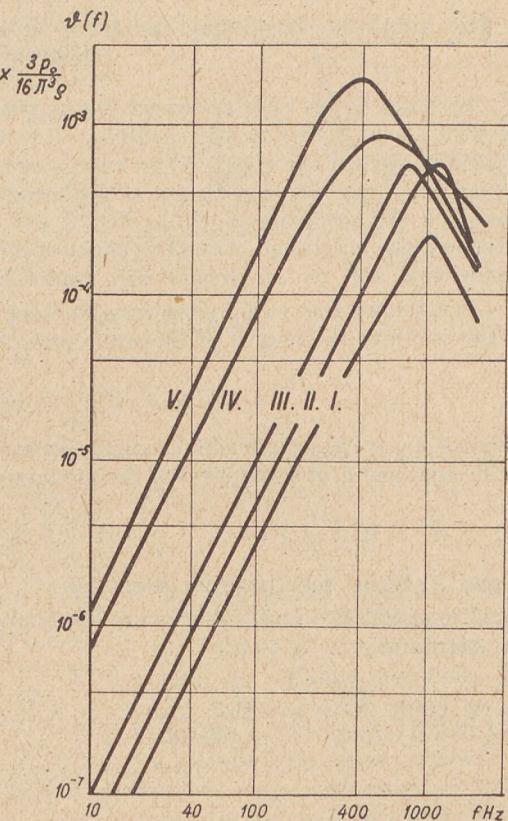


Fig. 2. Velocity spectra. (a) $V = 2000$ m/sec.
I. δ_{1-2} ; II. $\delta_{\frac{1}{2}-1}$; III. $\delta_{\frac{1}{2}-2}$; (b) $V = 1000$ m/sec,
IV. δ'_{1-4} ; V. $\delta'_{\frac{1}{2}-2}$;

and energy of the wave will be damped much slower in the function of the length of the wave path. Consequently, for a given amount of charge we will obtain a signal of greater amplitude in a medium of higher velocity.

3. The amplitude-frequency spectrum of the seismic wave in an absorbing medium

In Point 2. we have discussed the amplitude-frequency spectrum of the elastic wave in a completely elastic medium. However, rocks are not completely elastic, wherefore part of the elastic wave energy propagated therein will be absorbed and turned into heat. The absorption of the energy is a function of the frequency of the wave, i. e. the spectrum shown in Fig. 2. will vary with the length of the distance travelled; the maximum of the frequency spectrum will be shifted towards the lower frequencies and its amplitude will gradually decrease.

It is known that in the simplest absorbing medium the relation of the amplitude of the wave to the length of the wave path may be expressed as follows:

$$\vartheta_a(f) = \vartheta_0(f) e^{-\alpha r} \quad (26)$$

where $\vartheta_0(r)$ is the amplitude-frequency spectrum of the wave at the starting point. α , the coefficient of absorption of the medium, depends on the frequency as follows:

$$\alpha = \kappa f^\beta \quad (27)$$

κ and β being real positive constants.

From (23) (26) and (27) we may establish the velocity spectrum for the absorbing medium:

$$\vartheta_a(f) = \frac{k'}{r} f^2 e^{-\kappa r f^\beta} \frac{1}{S_m \cdot S_l} \left\{ (A_m S_l - A_l S_m)^2 + (B_m S_l - B_l S_m)^2 \right\}^{1/2} \quad (28)$$

$$\text{where } k' = 4 \pi^2 k.$$

At lower frequencies (below 500 cps) the spectrum may be written in the form

$$\vartheta_a(f) = \frac{C}{r} f^2 e^{-\kappa r f^\beta} \quad (29)$$

C being a positive constant.

(29) is valid exclusively in homogeneous isotropic absorbing media. In layered media the velocity spectrum is modified to

$$\vartheta_a(f) = \frac{C_r}{\sum r_i} f^2 e^{-f^\beta \sum \kappa_i r_i} \quad (30)$$

where C_r is a positive constant, depending on the coefficients of refraction of the strata (on the reflection coefficients as well, if the case of reflection is to be treated), and

$$r_i = h_i \sec \xi_i \quad (31)$$

where h_i is the thickness of the i -th layer and ξ_i the angle of incidence of the ray on the boundary of the i -th and $(i+1)$ -th layer (Fig. 3). If the seismic wave is recorded in a wide band without automatic volume control and filtering, and if the record is subjected to a Fourier analysis, we obtain the amplitude-frequency spectrum of the same. From this it is possible to determine by the aid of (30) the average coefficient of absorption and the constant β for the medium situated between the points of shooting and recording. Let us first of all choose the frequency f_0 as the basic harmonic, then

$$\frac{v_a(f_0)}{v_a(f_0)} = \frac{C_r}{\Sigma r_i} f_0^2 e^{-f_0^\beta \Sigma \kappa_i r_i} \quad (32)$$

Dividing (30) by (32) we obtain

$$\frac{\bar{v}_a(f)}{\bar{v}_a(f_0)} = \frac{f^2}{f_0^2} e^{-(f^\beta - f_0^\beta) \Sigma \kappa_i r_i}$$

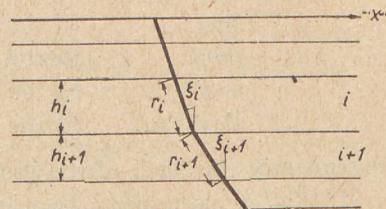


Fig. 3

and

$$\begin{aligned} \bar{v} &= \ln \frac{\bar{v}_a(f)}{\bar{v}_a(f_0)} - 2 \ln \frac{f}{f_0} = \\ &= -\Sigma \kappa_i r_i (f^\beta - f_0^\beta) \end{aligned} \quad (33)$$

The two points being fixed, $\Sigma \kappa_i r_i$ is a constant. Plotting f against the different values of the constant, we obtain a parabola. From the shape of this parabola it is possible to determine β and $\Sigma \kappa_i r_i$ approximately; then, (27) will yield the average coefficient of absorption of the rock situated between the two points. If $\beta = 1$, the parabola is degenerated into a straight line, whereas if $\beta = 2$, it becomes a second-degree parabola. Let us try to establish approximate values of β and κ in the following way. In Fig. 4., there are seen three recordings made with a borehole geophone in the Well No. 16 at Pusztaföldvár at the depths of 1200, 1300 and 1550 metres respectively. The records were obtained by shooting at a distance of 300 metres or off the casing mouth in a hole of 12 metres depth, with three different amplifications, with-

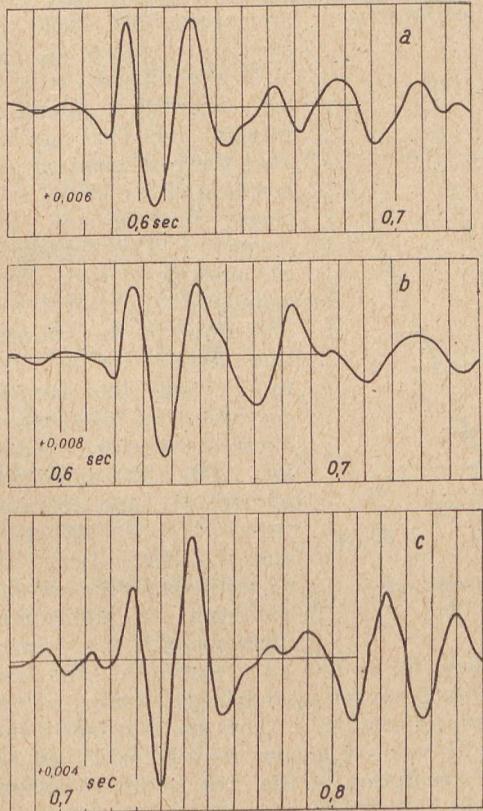


Fig. 4. Seismic borehole logs (a) 1200 m,
(b) 1300 m, (c) 1550 m

out automatic volume control and filtering. The interferences in the records are very weak.

The geological profile of the area in question is as follows:

humous clay	to the depth of	4 metres
sand	to the depth of	17 metres
clay	to the depth of	90 metres
sand	to the depth of	320 metres
clay	to the depth of	956 metres
clay marl	to the depth of	1632 metres

Consequently, the bulk of the profile consists of clay and sand.

In Fig. 5. we present the velocity-amplitude spectra of the seismic waves as obtained by the Fourier analysis of the three seismic logging records and as corrected

by the amplitude-frequency characteristic of the recording apparatus. The Fourier analysis was performed graphically (4). The relation computed from the results is shown as Fig. 6. The points are seen to be distributed along a straight line. This signifies that the coefficient of absorption of the rocks is a linear function of the frequency. This finding is in agreement with data published elsewhere (5). The slope of the straight line divided by the distance yields the average coefficient of absorption. From the records obtained for 1200, 1300 and 1550 metres, we have obtained values of $7,9 \cdot 10^{-5}$, $7,7 \cdot 10^{-5}$ and $7,7 \cdot 10^{-5}$ 1/eps m, respectively for the average coefficient of absorption. Consequently, the average

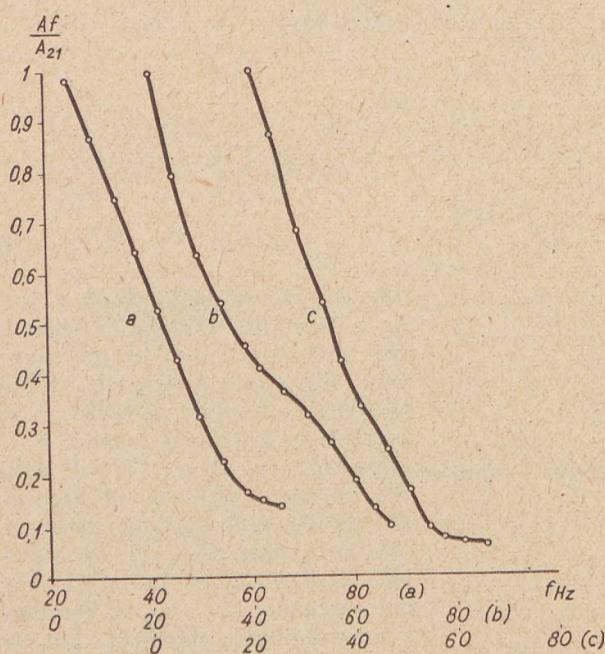


Fig. 5. Velocity-amplitude spectra of seismic wave.
(a) 1200 m, (b) 1300 m, (c) 1550 m

coefficient of absorption may be taken for $= 7,8 \cdot 10^{-5}$ 1/eps m. For 100 cps, $= 0,0078$ 1/m. The coefficient of absorption for a sandy clay situated at the surface was found to be 0,012 1/m for 100 cps (6,7). The small value of the coefficient of absorption as determined by velocity logging may be explained by the circumstance that the coefficient of absorption of the rock is diminished by the increase with depth of the prevailing hydrostatic pressure.

If utilizing this method to establish the coefficient of absorption, the following influences must be taken into consideration:

1. Interference. If the seismic arrival is modified by an interference, and if the interference is given in the form of a Fourier integral,

$$V_i(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Theta_i(n) e^{in\tau} dn \quad (34)$$

then the input pulse is the sum of the velocity wave and the interference and takes the form

$$\begin{aligned} V_{in}(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} \{\Theta_v(n) + \Theta_i(n)\} e^{in\tau} dn = \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \{\hat{v}_v(n) e^{i\varphi_v(n)} + \hat{v}_i(n) e^{i\varphi_i(n)}\} e^{in\tau} dn = \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \hat{v}_{in}(n) e^{i\varphi_{in}(n) + in\tau} dn \end{aligned} \quad (35)$$

where

$$\hat{v}_{in}(n) = \{\hat{v}_v^2(n) + \hat{v}_i^2(n) + 2\hat{v}_v(n)\hat{v}_i(n) \cos[\varphi_v(n) - \varphi_i(n)]\}^{1/2} \quad (36)$$

$$\varphi_{in}(n) = \arctg \frac{\hat{v}_v(n) \sin \varphi_v(n) + \hat{v}_i(n) \sin \varphi_i(n)}{\hat{v}_v(n) \cos \varphi_v(n) + \hat{v}_i(n) \cos \varphi_i(n)} \quad (37)$$

From (37) it is evident

that if $\hat{v}_i(n) = \frac{1}{10} \hat{v}_v(n)$

then $\hat{v}_{in}(n)$ is situated between $0.9 \cdot \hat{v}_v(n)$ and $1.1 \cdot \hat{v}_v(n)$ i. e. it is subject to an error of 10 per cent. Consequently, the greater the interference, the farther off the straight line the points of $\hat{v}(f)$ will be and the more inaccurate the coefficient of absorption thus determined will be. Therefore, recordings with intense interference must not be utilized for this purpose.

2. The influence of the distance between shot point and seismometer. The distance between the two points must be rather great (above 300 metres) because in the

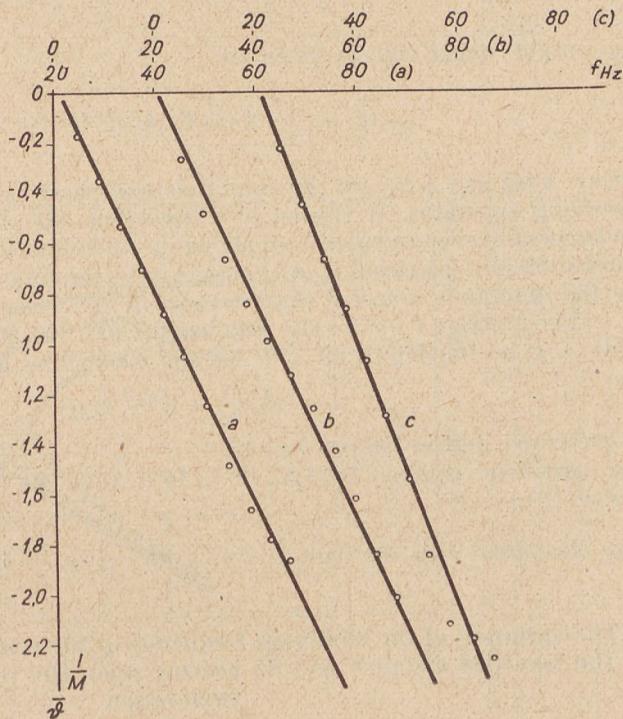


Fig. 6. The $\hat{v}(f)$ function. (a) 1200 m, (b) 1300 m,

$$(c) 1550 m. \frac{1}{M} = \ln 10 = 2.325$$

opposite case the spectrum change can be determined inexactly or not at all because of the limited accuracy of the recording apparatus and because of the approximate nature of the relation between the velocity spectrum and the square of the frequency at low frequencies (below 500 cps).

3. The influence of the resonance phenomenon arising in the system ground plus seismometer (8, 9). It has been found experimentally that the seismometer and the ground form a resonant system. The transfer characteristic of this system depends on the state of the soil surface, on the elasticity and density of the soil, the weight of the seismometer and the area of its ground plan. In seismic borehole logging we may assume, considering the great pressure prevailing, that the resonance phenomenon arising between seismometer and ground is eliminated almost entirely. Therefore the transfer characteristic will be a horizontal straight line, and the resonance effect may be left out of consideration.

4. The influence of the transfer characteristic of the recording apparatus. Assuming that the system seismometer-amplifier-galvanometer is linear, the transfer characteristic of the system will depend solely on the frequency of the input signal.

If the input signal is

$$V_{in}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \Theta_v(n) e^{int} d\tau = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{v}_v(n) e^{i\varphi_v(n) + int} d n \quad (38)$$

the output signal will be given by

$$V_{out}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} A(n) \hat{v}_v(n) e^{i\varphi_v(n) + i\varphi_a(n) + int} d n \quad (39)$$

where $A(n)$ and $\varphi(n)$ are the amplitude and phase transfer characteristics of the recording apparatus. It is seen by considering (39) that the shape of the signal undergoes a change and that by applying the Fourier analysis the function $A(n) \hat{v}_v(n)$ will be obtained instead of $\hat{v}_v(n)$. Consequently, the obtained result must be corrected by the amplitude transfer characteristic of the recording apparatus.

The function $\hat{v}_a(f)$ for the path lengths 100, 300, 600 and 1000 metres respectively, i. e. for the depths 50, 150, 300 and 500 metres, as given by the equation

$$\hat{v}_a(f) = e^{-\pi r f} \hat{v}_0(f) \quad (40)$$

is presented in the figures 7—10.

The parameter is given by $1,5 \cdot 10^{-4}$, 10^{-4} , $0,75 \cdot 10^{-4}$ 1/eps m and $\hat{v}_0(f)$

was computed with the data $\omega = 2\pi \cdot 10^3$, $m = \frac{1}{2}$ and $l = 2$.

4. The variation of the dominant frequency of the seismic wave with the length of the travelled distance and its bearing upon the resolving power of seismic exploration

It is seen in Fig. 7—10 that the dominant frequency of the seismic wave is shifted with increasing length of the distance travelled towards ever lower frequencies. From (25) we may conclude that at a sufficiently great distance from the shot

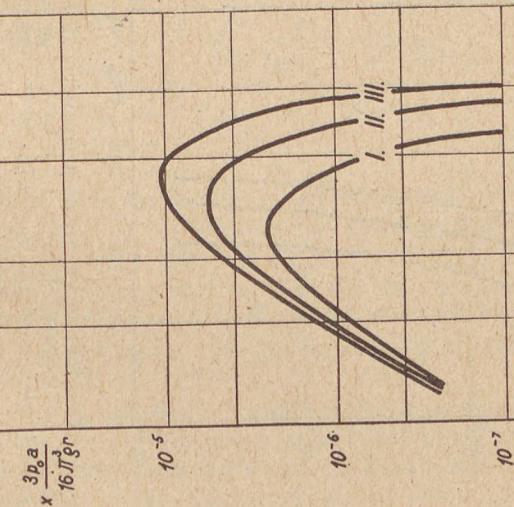
$v_a^x(f)$ 

Fig. 7. The function $v_a^x(f)$ at a travelled distance of 100 metres. I. $x = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ 1/cps m}$
II. $x = 10^{-4} \text{ 1/cps m}$ III. $x = 0,75 \cdot 10^{-4} \text{ 1/cps m}$
($\omega = 2\pi \cdot 10^3$, $m = \frac{1}{2}$, $l = 2$)

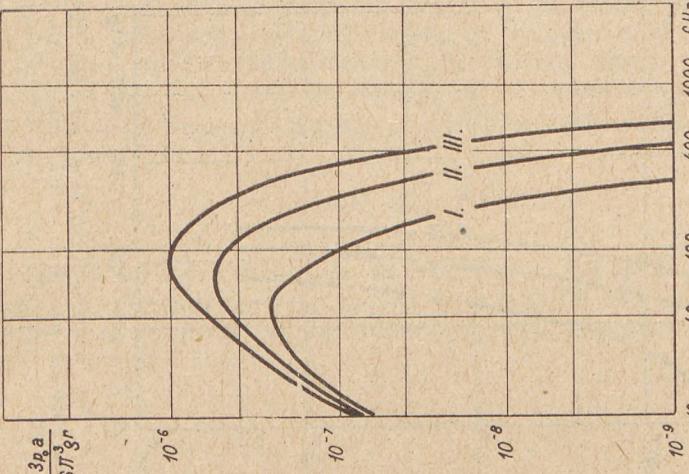
 $v_a^x(f)$ 

Fig. 8. The function $v_a^x(f)$ at a travelled distance of 300 metres. I. $x = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ 1/cps m}$
II. $x = 10^{-4} \text{ 1/cps m}$ III. $x = 0,75 \cdot 10^{-4} \text{ 1/cps m}$
($\omega = 2\pi \cdot 10^3$, $m = \frac{1}{2}$, $l = 2$)

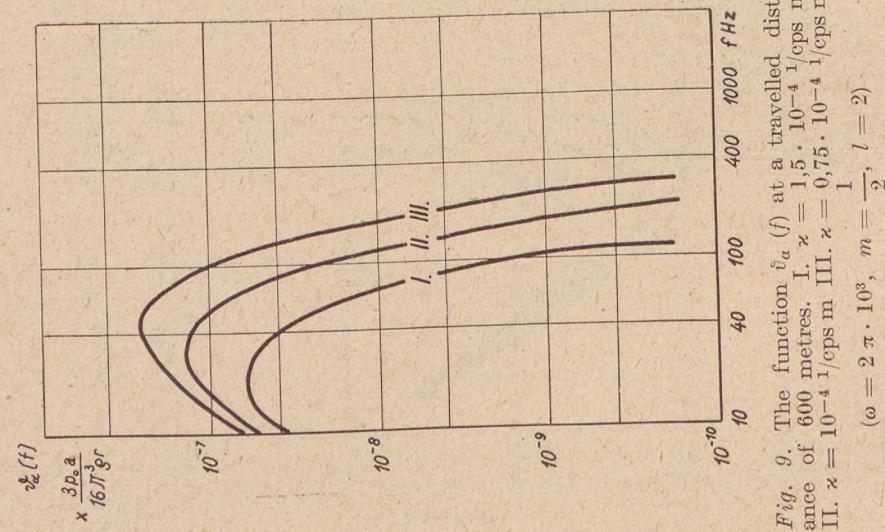


Fig. 9. The function $\hat{v}_a (f)$ at a travelled distance of 600 metres. I. $\chi = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ cps m}$
II. $\chi = 10^{-4} \text{ cps m}$ III. $\chi = 0,75 \cdot 10^{-4} \text{ cps m}$
($\omega = 2\pi \cdot 10^3$, $m = \frac{1}{2}$, $l = 2$)

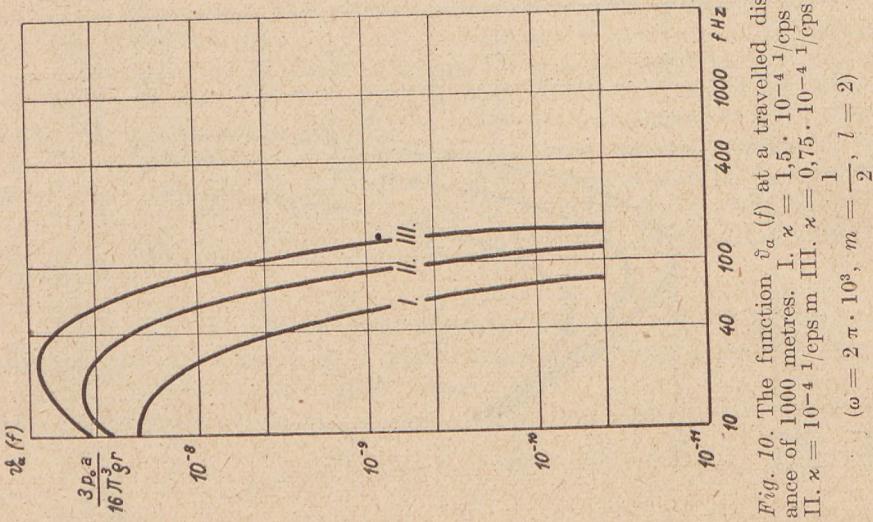


Fig. 10. The function $\hat{v}_a (f)$ at a travelled distance of 1000 metres. I. $\chi = 1,5 \cdot 10^{-4} \text{ cps m}$
II. $\chi = 10^{-4} \text{ cps m}$ III. $\chi = 0,75 \cdot 10^{-4} \text{ cps m}$

$$(\omega = 2\pi \cdot 10^3, m = \frac{1}{2}, l = 2)$$

point (above 100 metres) the dominant frequency of the seismic wave will depend solely on the coefficient of absorption of the rock, because in the media of different velocity the direct proportionality of the frequency spectrum to the square of the frequency will be retained. The shape of the spectrum is changed solely by absorption. However, at small distances from the shot point (50 m) the dominant frequency of the seismic wave will very much depend on the velocity of propagation in the rock. Of course, the fact that a rock of higher velocity usually possesses a smaller coefficient of absorption must not be left out of consideration.

The dominant frequency of a seismic wave after a travel longer than 100 metres may be obtained from

$$\vartheta_a(f) = \frac{C}{r} f^2 e^{-\kappa r f} \quad (29a)$$

On differentiation the above equation according to the frequency, and equating the obtained differential quotient to zero, we obtain the dominant frequency of the seismic wave in dependence on the distance travelled, with the coefficient of absorption as parameter. Thus

$$\begin{aligned} \frac{d \vartheta_a(f)}{df} &= \frac{C}{r} (2 - \kappa r f) \cdot f \cdot e^{-\kappa r f} = 0 \\ f_D &= \frac{2}{\kappa r} \end{aligned} \quad (41)$$

Table 1

κ	r	100 m	300 m	600 m	1000 m	3000 m
$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$	130 cps	45 cps	22 cps	13 cps	4,5 cps
10^{-4}	$1/\text{cps m}$	200 cps	70 cps	5 cps	20 cps	7 cps
$0,75 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$	270 cps	90 cps	45 cps	27 cps	9 cps

By considering Table 1, the change of the dominant frequency with the distance travelled by the wave is seen, for three different values of the parameter.

The resolving power of seismic exploration depends in the first place on the frequencies of the components of the recorded seismic signal. In the following we will restrict ourselves to the discussion of the resolving power of the reflection method.

To characterize the seismic resolving power let us introduce the following basic parameter (6):

ΔH_{\min} is the minimum difference of depth between two interfaces, at which the reflections corresponding to the individual interfaces are still discernible, i.e. correlative, being clear of the zone of interference. The smaller ΔH_{\min} , the greater the resolving power. Consequently, the resolving power is characterized by the reciprocal of ΔH_{\min} .

Let us assume for the sake of simplicity that the wave shape of the reflection signal is approximately a sine wave, of the period T and that the duration of the wave is $\tau = n T$, n being the number of periods. In the following we will determine

for given values of n and T the necessary distance between two reflecting interfaces to have the two waves corresponding to the two interfaces clear of interference. By definition, the difference of the times of arrival of the two waves must be greater than or at least equal to τ , the duration of the first reflected wave. Consequently

$$\Delta t = \frac{\sqrt{\kappa^2 + 4H_2^2}}{\bar{V}_2} - \frac{\sqrt{\kappa^2 + 4H_1^2}}{\bar{V}_1} = \frac{\sqrt{\kappa^2 + 4(H_1 + \Delta H)^2}}{\bar{V}_2} - \frac{\sqrt{\kappa^2 + 4H_1^2}}{\bar{V}_1} \leq \tau \quad (42)$$

where κ is the distance measured on the surface between shot point and seismometer. H_1 and H_2 are the respective depths of the two reflecting interfaces and ΔH is their difference. \bar{V}_1 and \bar{V}_2 denote the average velocity of the rocks situated between the surface and the interface 1 and 2, respectively. (Fig. 11.)

If ΔH is sufficiently small, then $\bar{V}_1 \approx \bar{V}_2 = \bar{V}$ and

$$\Delta t = \frac{\sqrt{\kappa^2 + 4H_2^2} - \sqrt{\kappa^2 + 4H_1^2}}{\bar{V}} = \frac{\sqrt{\kappa^2 + 4(H_1 + \Delta H)^2} - \sqrt{\kappa^2 + 4H_1^2}}{\bar{V}} \leq \tau \quad (43)$$

Solving (42) for κ we have

$$\kappa \leq \frac{1}{2\tau \bar{V}} \sqrt{[4(2H_1 + \Delta H)^2 - (\tau \bar{V})^2] [4(\Delta H)^2 - (\tau \bar{V})^2]} \quad (44)$$

(43) has a physical meaning only if

$$\Delta H \geq \frac{\tau \bar{V}}{2} \quad (45)$$

i. e. there will appear on the surface two non-interfering reflected waves at a distance κ given by (43) only if $\Delta H > \frac{\tau \bar{V}}{2}$. Consequently, the ideal minimum depth difference is

$$\Delta H_{\min} = \frac{\tau \bar{V}}{2} \quad (46)$$

Solving (42) for ΔH we obtain

$$\Delta H \geq \frac{1}{2} \sqrt{4H_1^2 + 2\tau \bar{V} \sqrt{4H_1^2 + \kappa^2 + (\tau \bar{V})^2} - H_1} \quad (47)$$

It is seen from (47) that the minimum depth difference is depending on the duration of the recorded wave, the average velocity, the depth of the upper interface and the distance between shot point and seismometer as measured on the surface.

If $\kappa = H$ and $\tau \bar{V} \ll H_1$, we obtain from (46)

$$\Delta H \geq 1.13 \cdot \frac{\tau \bar{V}}{z}$$

Generally \varkappa is not greater than H_1 and on considering that $\tau \bar{V}$ cannot be entirely neglected with respect to H_1 the value ΔH_{\min} , the minimum depth difference between the two reflecting interfaces is a value

between $\frac{\tau \bar{V}}{2}$ and $1,2 \frac{\tau \bar{V}}{2}$ it there occurs

no other interference, i. e.

$$\frac{\tau \bar{V}}{2} < \Delta H_{\min} < 1,2 \frac{\tau \bar{V}}{2}$$

or $\frac{n \bar{V}}{2f} < \Delta H_{\min} < \frac{1,2 n \bar{V}}{2f}$ (48)

i. e. $\frac{2f}{1,2 n \bar{V}} < \frac{1}{\Delta H_{\min}} < \frac{2f}{n \bar{V}}$ (48a)

and the greater H_1 , towards the smaller values will ΔH_{\min} be shifted.

Fig. 12 shows the relation (48a) as plotted against the frequency, with the velocity as the parameter and with the assumption $n = 2$. At 100 cps, in a medium of 2000 m/sec velocity, ΔH_{\min} is between 20 and 24 metres. It is seen from (48)

that the resolving power $\left(\frac{1}{\Delta H_{\min}} \right)$ varies directly as frequency of the recorded wave and inversely as the velocity of propagation.

The dominant frequency of the wave recorded in the seismogram does not represent the true dominant frequency of the wave, because the spectrum is significantly modified by the transfer characteristics of the ground-seismometer system and of the recording system.

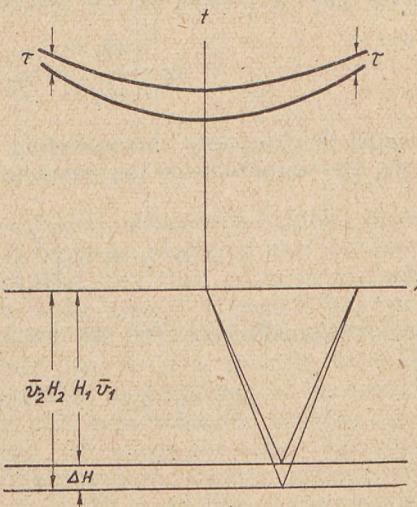


Fig. 11

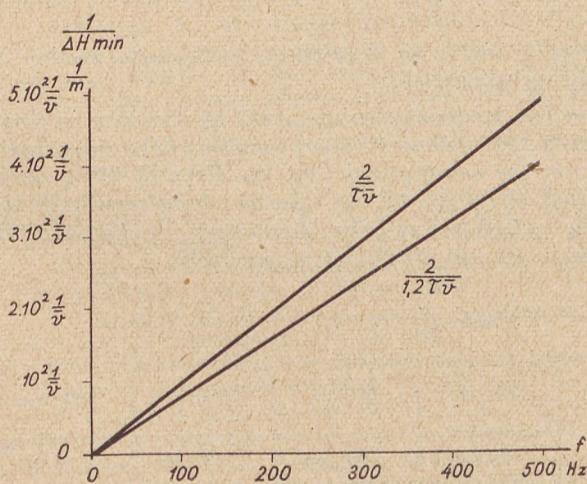


Fig. 12. $\frac{1}{\Delta H_{\min}}$ vs. frequency, with the velocity as parameter ($n = 2$)

The dominant frequency of the wave recorded on the seismogram may be determined as follows. Let us denote the transfer characteristic of the vibrating system ground-seismometer by $v_\beta(f)$ and that of the recording apparatus by $v_\gamma(f)$. Then the maximum frequency of the spectrum v_a . v_β . v_γ is the dominant frequency of the recorded wave. Let the transfer characteristic of the system ground-seismometer be a

horizontal straight line, i. e. $\vartheta_\beta(f) = C_1$ being a constant, and the transfer characteristic of the recording apparatus for the frequency interval of the recorded wave a straight line of the slope b_γ db/oct. Then the characteristic of the recording device may be written for the frequency interval in question as

$$\lg \frac{\vartheta_\gamma(f)}{\vartheta_\gamma(f_0)} = \frac{b_\gamma}{20} \lg_2 \frac{f}{f_0} = \frac{b_\gamma}{20} \cdot \frac{1}{\lg 2} \cdot \lg \frac{f}{f_0} \quad (49)$$

f_0 being the frequency corresponding to the starting point of the straight line and $\vartheta_\gamma(f_0)$ the amplitude of the characteristic corresponding to f_0 . From (49),

$$\vartheta_\gamma(f) = \vartheta_\gamma(f_0) \left(\frac{f}{f_0} \right)^{\frac{b_\gamma}{20} \cdot \frac{1}{\lg 2}} = \vartheta_\gamma(f_0) \left(\frac{f}{f_0} \right)^{0,1660 b_\gamma} \quad (50)$$

Considering (29) and (50) we have

$$\begin{aligned} \vartheta_\alpha \cdot \vartheta_\beta \cdot \vartheta_\gamma &= \frac{c c_1}{r} \vartheta_\gamma(f_0) \left(\frac{f}{f_0} \right)^{0,166 b_\gamma} \cdot f^2 \cdot e^{-\kappa r f} = \\ &= \frac{c_2}{r} f^{2 + 0,166 b_\gamma} e^{-\kappa r f} \end{aligned} \quad (51)$$

where C_2 is a constant, and

$$\begin{aligned} \frac{d \vartheta_\alpha \cdot \vartheta_\beta \cdot \vartheta_\gamma}{d f} &= \frac{C_2}{r} (2 + 0,166 b_\gamma - \kappa r f) f^{1 + 0,166 b_\gamma} \cdot e^{-\kappa r f} = 0 \\ f_D &= \frac{2 + 0,166 b_\gamma}{\kappa r} \end{aligned} \quad (52)$$

Let us remark that the frequency f_0 has to be situated on the straight section of the characteristic of the recording apparatus.

In Tables 2—3 we present the frequency components of the seismic wave which can be most advantageously recorded at different lengths of the wave path, for three different values of κ , on the assumptions that the slope of the transfer characteristic of the ground — that the slope of the transfer characteristic of the system ground-seismometer is $b_\beta = 0$ db/oct and that the slope of the characteristic of the recording apparatus is $b_\gamma = 10$ and 20 db/oct respectively.

Table 2.

κ	r	100 m	300 m	600 m	1000 m	3000 m
$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$	240 cps	80 cps	40 cps	24 cps	8 cps
$1 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$	370 cps	120 cps	60 cps	37 cps	12 cps
$0,75 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$	490 cps	160 cps	80 cps	49 cps	16 cps

Table 3.

χ	f_D	r	100 m	300 m	600 m	1000 m	3000 m
$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$		310 cps	100 cps	50 cps	31 cps	10 cps
$1 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$		470 cps	160 cps	80 cps	47 cps	16 cps
$0,75 \cdot 10^{-4}$	$1/\text{cps m}$		500 cps	210 cps	100 cps	60 cps	21 cps

If the transfer characteristic of the system ground-seismometer exhibits, instead of being horizontal, a resonance phenomenon, the same recording unit will record to the best advantage components of higher frequency than given in the table. The resonant frequency of the ground-seismometer system is around 300 cps or below. Thus in practice, because of the influence of the ground-seismometer transfer characteristic, we will obtain frequencies higher than the ones given in the tables.

In a medium of higher coefficient of absorption, the frequency of the recorded wave will be lower and vice versa. Consequently, high-frequency seismics can be utilized only in areas of low-absorption rocks. Of course, the size of the charge must also be chosen so as to have the amplitude of the appropriate frequency component of the generated seismic wave greater than the sensibility of the recording apparatus.

REFERENCES

1. Sharpe, J. A.: The Production of Elastic Waves by Explosion Pressures, I. Theory and Empirical Field Observations. *Geophysics* VII. 144—154. 1942.
2. Wilbur, I. Duval: Strain-wave Shapes in Rock near Explosions, *Geophysics* XVIII. 310—323. 1953.
3. Cole, R. N.: Underwater Explosions. *Princeton, N. J.*, 1948.
4. Волин, А. П.—Гольцман Ф. М.: Практическое руководство по ис использованию графоаналитического метода частотного анализа сейсмических волн. Вопросы динамических теорий распространения сейсмических волн. Сборник II. ЛГУ, 1959.
5. Mc Donald, F. J.—Angona, F. A.—Mills, R. L.—Sengbusch R. L.—van Nostrand, R. B. and Whittle J. E.: Attenuation of Shear and Compressional waves in Pierre shale. *Geophysical Prospecting* VI. 404—407. 1958.
6. Берзоя И. С.: Высокочастотная сейсмика, Издательство АН СССР, Москва 1957. (High-frequency seismics), *Moscow*, 1957.
7. Васильев Ю. И. Об определении поглощения сейсмических волн, Известия АН СССР, серия геофизическая, 31—32. 1951. (On the determination of the damping of seismic waves). *Izvestia of the Soviet Academy of Sciences, Geophysical Series* 4 31—32, 1951.
8. Washburn, H. and Wiley, H.: The Effect of the Placement of a Seismometer on its Response Characteristics. *Geophysics*. VI. 116—131. 1941.
9. Пасечник И. П.: Результаты экспериментального изучения резонансных явлений в колебательной системе почва — сейсмограф. Известия АН СССР, серия геофизическая 34—37. 1952. (Results of the experimental study of resonance phenomena in the vibrating system ground plus seismometer). *Izvestia of the Soviet Academy of Sciences, Geophysical series* 34—37. 1952.

CHRONOLOGIE DER ALLUVIALEN DONAUTERRASSEN IN UNGARN

P. KRIVÁN

Geologisches Institut, Fötvös Universität, Budapest
(Eingegangen am 15. August 1960)

ZUSAMMENFASSUNG

Das Szekszárdi Grundprofil der Auterrassen ist ein Schlüssel zur Chronologie der Entstehung des Donautales. Auf Grund der Untersuchungen bringen wir diese spätesten Abschnitte der Entwicklungsgeschichte des Donautales — im Gegensatz zur Auffassung unserer Vorfäher und Zeitgenossen — nicht mehr mit dem Holozän, sondern mit den geologischen Ereignissen des Würms in Zusammenhang. Bei unseren Schlußfolgerungen stützen wir uns aber nicht nur auf das Grundprofil von Szekszárd, sondern auf die während 100 Jahren aufgehäuften Beobachtungen und auch auf unser, eigenen, die wir bei früheren Geländebegehungen und Untersuchungen vornahmen und im folgenden zusammenfassen:

1. Die aus Flußwasser stammenden Schichten der oberen Auerterrasse haben sich in der Interstadiale W_2-W_3 abgelagert. Das Hangende ist Löß von stellenweise 2 m Mächtigkeit. Die Terrassenbildung begann nach dem Ende der Interstadiale bis zum Ende der Dryas₁.

2. Die untere, aus Flußwasser stammende Sandschicht der unteren Auerterrasse lagerte sich im Alleröd ab. Die auf der Oberfläche lagernde, 30—35 cm dicke Lößschicht stammt aus der Dryas₂. Diese Schicht enthält den spätpaläolythischen Fund, dessen Alter auf Grund der Bestimmung des Heidelberger C^{14} -Laboratoriums $8,540 \pm 1,200$ v. d. Z. beträgt. Die darüber gelagerte obere Sandschicht stammt aus der prä borealen Birken-Kiefern-Periode. Die Terrasse bildete sich in zwei Etappen: die erste beschränkt sich auf die Dryas₂, die zweite beginnt mit dem borealen Abschnitt des Holozäns.

3. Die untere Auerterrasse ist ein Prototyp der sog. klimatischen Terrassen und ist die einzige Donauterrasse, in deren Bildung epirogen Erhebungen keinerlei Rolle hatten.

4. Das Szekszárdi Grundprofil zeigt die abschließenden Ereignisse des Würms in ihrer vollen Gliederung. Abgesehen von den Erfahrungen, die Herrmann — Kretzoi — Vértes (27) in Höhlen machten, ist das das erste Profil, in dem die „Spätglazialzeit“ mit einer charakteristischen Gliederung erscheint. Eine besondere Bedeutung hat die Lößeinlagerung, die in der unteren Auerterrasse beobachtet wurde und die der erste Beweis für Lößbildung in der Tiefebene in der Dryas₂ ist.

5. Die genaue Definition der Auerterrassen in stratigraphischer Hinsicht modifiziert auch die herkömmliche Auffassung über die Sedimentation und Terrassenbildung. Die frühere Auffassung bringen wir auf Grund von M. Pécsis Arbeit (57).

Unsere Stellungnahme hinsichtlich des Alters der Terrassen II/a—II/b werden wir in einem späteren Aufsatz eingehend begründen.

Einleitung

Dieser Aufsatz stellt den ersten Teil einer die zusammenfassende Darlegung des ungarischen Alluviums bezweckenden Arbeit dar. Diese Arbeit ist durch die zehn Jahre vorher stattgefundenen Donautalexkursionen unter der Führung von J. Sümeghy angeregt worden. Auf einer dieser Exkursionen, auf der Csepel-Insel brach damals die Diskussion los, zu welcher wir erst jetzt, nach zehn Jahren

Höhe der Terrassen oberhalb des Donau-niveaus und ihr Alter (nach Pécsi)			Bezeichnung und Alter der Terrassen (nach K r i v á n)	
3—4 m	Aue I/a	Jungholozän	Untere Aueterrasse bzw. W ₃ -Abschlußterrasse	Dryas, bzw. Postglazial
5—6 m	I/b-Terrasse	Altholozän	Höhere Aueterrasse bzw. W ₃ -Terrasse	Würm ₃
10—12 m	II/a-Terrasse	Ende des Spät-pleistozäns (des Würms)	Würm ₂ -Terrasse	Würm ₂
20 m	II/b-Terrasse	Anfang des Spätpleistozäns (des Würms)	Würm ₁ -Terrasse	Würm ₁

und nach der Übersicht der jahrhundertlangen Literatur der danubischen Aueterrassen, im Besitze regionaler Kenntnisse und Untersuchungsergebnisse, und nicht zuletzt in der Kenntniss der die Analyse und eindeutige Lösung des Problems ermöglichen Szekezsárder Grundprofils mit Berechtigung Stellung nehmen können.

Da der Angriff gegen die Problematik der Aueterrassen durch L. Véte's s' spätpaläolithischen Fund von Szekszárdpalánk eingeleitet worden ist, haben wir die Analyse des Szekszárder Grundprofils als Leitfaden unserer Zusammenfassung gewählt.

Tatsachen und Meinungen

Der spätpaläolithische Fund von Szekszárd ist ein syngenetischer Einfluß in die untere Donau-Aueterrasse. Diese lakonische Siedlungsdefinition ist fast auch schon eine chronologische, wenn wir die Entstehungszeit der die Kulturschicht beinhaltenden Terrasse und des Rahmens — der Schichtenreihe — kennen. Die Chronologie der den Rahmen bildenden Schichtenreihe ist eines der ältesten Themen der ungarischen Geologie, sodaß wir bei der chronologischen Analyse von der Anschauung P. Vásárhelyi, der dieses Thema als erster anschnitt, ausgehen:

P. Vásárhelyi unterschied zur Zeit der Donauregulierung, vor nahezu anderthalb Jahrhunderten, zwei Aueterrassen und nannte sie „ältere und jüngere Aue“ bzw. „älteres und jüngeres Alluvium“. Dieselbe Erkenntnis wiederholte vier Jahrzehnte später J. Szabó (73), der die erste geologische Beschreibung von Szekszárd und Umgebung ausarbeitete. Seit dieser Zeit kehrt diese Meinung in jeder Studie, die die Gliederung der Donauterrassen und die Einreihung ihrer Schichten behandelt, wieder. Die während eines Jahrhunderts angehäuften neuen Kenntnisse veränderten diese Auffassung weder in Hinsicht der Genese, noch der Chronologie,

höchstens nur insofern, daß die untere Aueterrasse neuholozän, die obere altholozän genannt wurde.*

Wir sind aber seither in den Besitz vieler neuer Erkenntnisse gelangt, zum Teil auch hinsichtlich der Zahl der Terrassen. J. Szabó hat noch vor der Publikation seiner Arbeit über Szekszárd die untere Terrasse im Vaskapu-Engpass (Eisernen Tor) beschrieben (72), später beide Terrassen im Gebiet südlich von Szekszárd (bis zur damaligen ungarischen Landesgrenze [74]). Zur gleichen Zeit nahm A. Koch Materialuntersuchungen vor und hat, die alt- und die neualluviale Terrasse konsequent auseinander haltend, außer dem Niveauunterschied auch auf die strukturellen Unterschiede aufmerksam gemacht (35). Bei seinen Erörterungen über den „gelben Ton“ im Hangenden der höheren Aueterrasse hat er die Möglichkeit eines Zusammenhangs mit dem Löß nicht ausgeschlossen. Dennoch war es nicht A. Koch, der erkannte, daß die höhere Terrasse von Löß bedeckt ist, sondern P. Treitz und seine Nachfolger (79—85, 24, 25) und später Sümegehy (64—68); letzterer hat mit seiner entschiedenen Stellungnahme die Diskussion über Herkunft und Alter der Lößablagerung auf der höheren Terrasse begonnen.

Eben weil der Löß in der ungarischen Literatur von Anfang an als eine diluviale Bildung und als Sediment eines universalen „Lößmeeres“ angesehen wurde (72), konnte Koch vermeiden, das lößähnliche Hangende der höheren Aueterrassen der Donau als Löß zu bezeichnen. In seiner Arbeit über Beocsin (35) nannte Koch dieses Gebilde „gelben Ton“ und vermied somit jenen doppelten — genetischen und chronologischen — Widerspruch, dessen Lösung in den Arbeiten der Nachfolger Anlaß peinlicher Erörterungen war. Der Widerspruch entstand also daher, daß das Löß-Hangende zwar erkannt, aber Vásárhelyi's chronologische Auffassung zum Dogma wurde, wobei man jedoch ihn selbst vergaß.

Wie sehr die Vásárhelyi-Chronologie zum Dogma geworden war, beweist nichts besser, als daß ungarische Forscher oft sogar ihre eigenen Beobachtungen verleugneten, nur um die höhere Aueterrasse nicht in das Pleistozän versetzen zu müssen. Aber auch das hat seine Erklärung.

Die stets wiederkehrenden Hochwasser überschwemmen oft die untere Terrasse, bei besonders hohem Wasserstand auch die obere; daraus konnte nur geschlossen werden, daß beide Terrassen im Holozän entstanden sind und dessen zwei Abschnitte, das Alt- und das Neuholozän repräsentieren. Wurde daher auf der höheren Terrasse Löß gefunden, so konnte nur darüber diskutiert werden, wann sich dieser gebildet hat, und ob die in ganz Europa geläufige Annahme, daß diese eine Pleistozänbildung sei, feststeht, aber das Alter der Terrasse selbst stand über alle Zweifel.

Das Problem des Auelößes wurde daher zum Stolperstein der Quartärforschung und führte sogar zur absurden Annahme einer holozänen Lößbildung. Da diese Folgerung mit der in ganz Europa geläufigen Annahme über das Alter der Lößbildung im Gegensatz steht, versuchten die meisten Forscher — sich auf die abweichenden Eigenheiten des Lößes der höheren Donauterrasse berufend (verhältnismäßig höherer Pelit- und Karbonatgehalt, Vorhandensein von Flußsand, eventuell auch Schotter) — zu beweisen, daß dieser ein kolluviales Gebilde sei und nannten ihn „holozänen Lößschlamm“ oder „lößhaltigen Schlamm“.

Es ist der Erwähnung wert, daß zu Zeiten J. Szabós und A. Kochs das „gelbe Tonhangende“ der oberen Aueterrasse deshalb nicht Löß genannt werden

* Die Behauptungen von M. Pécsi (57), daß die zweifache Gliederung der Aueterrasse 1950 (!) von Bulla erkannt worden wäre und daß die obere Aueterrasse bisher unbekannt war (11), müssen richtiggestellt werden.

konnte, weil der Löß als Ablagerung eines zusammenhängenden diluvialen „Lößmeeres“ betrachtet wurde, und er dementsprechend nur durch Anschwemmen auf die Auterrassen gelangen mochte; heute wieder deshalb nicht, weil die Richthofe'sche, äolische Herkunft als allgemeingültig angenommen wird, wobei die Möglichkeit der Lößbildung in Europa auf die glazialen Abschnitte des Pleistozäns beschränkt wurde: nach dieser Auffassung konnte der Löß der Auterrassen nur angeschwemmt sein. Da die Richthofe'sche Erklärung durch die hervorragende Interpretation B. Inkeys (32) in Ungarn Jahrzehnte vor ihrer allgemeinen Annahme im sonstigen Europa Fuß faßte, ging die Stellungnahme P. Treitz' und seiner Nachfolger (79—85, 24—25), ohne Auffallen zu erregen, in das allgemeine Bewußtsein über.

Die Deutung der Situation um die Jahrhundertwende wäre unvollständig, wenn wir nicht untersuchen würden, was in Chronologie und Genese dem Beifort „diluvial“ unterschoben wurde und was für Folgen das hatte. Soll sich ein Gestein während des Diluviums gebildet und mit der „Sintflut“ etwas zu tun gehabt haben, und ist die Sintflut-Theorie einmal gestürzt, und hat es sich noch dazu erwiesen, daß das Gestein einer auch heute wirkenden Kraft, dem Wind, sein Dasein verdankt, so ist es im folgenden schwer, die Entstehung auf eine frühere, chronologisch mit dem Diluvium synonyme geologische Epoche, auf das Pleistozän zu beschränken. Dazu sollten vorerst die auf das Alter des Lüsses bezüglichen Kenntnisse revidiert werden.

Die Arbeit von P. Treitz über den Löß des Donautales entstand zu dieser Zeit; da seine Beobachtungen und genetischen Erörterungen nicht einmal vom Vásárhelyischen chronologischen Dogma beeinflußt waren, widerspiegelt seine Deutung die objektive Erkenntnis der Realität. Das Andenken Vásárhelyi ist nur in der Benennung der Epoche zu erkennen, die aber leicht zu berichtigten gewesen wäre, wenn der äolische Ursprung des Gesteins einmal bewiesen war. Wie stichhaltig Treitz' Erkenntnis war, beweist nicht nur seine Wirkung auf die Zeitgenossen (24, 25, 29), sondern auch unsere eigenen Forschungen.

Lange konnte sich aber Treitz' Auffassung nicht halten. Nicht deshalb, weil seine genetischen Erörterungen falsch gewesen wären, sondern weil er die beschriebenen Prozesse, der Auffassung Vásárhelyi entsprechend, in das Holozän verlegte. Anfang der zwanziger Jahre war es aber schon klar, daß die Lößbildung in Europa als Eigentümlichkeit des Pleistozäns, nur auf die Vereisungsperioden beschränkt ist. Diese Auffassung erscheint zuerst in Kadićs (34) Szekszárdér Studien. Er war wohl der Meinung, das Hangende der höheren Auterraße sei Löß; der geläufigen Auffassung über den holozänen Ursprung entsprechend schrieb er aber über kolluvialen Löß.

Es ist eine andere Frage, was geschehen wäre, wenn Treitz seine Erkenntnisse über die europäische Lößchronologie gelten lassen und das Alter der höheren Terrasse auf das Pleistozän verschoben hätte. Das hätte wahrscheinlich die aus Sümgéhys Stellungnahme sich ergebende heftige Diskussion gefördert, genügte doch als Anlaß dieser Diskussion, daß jemand über holozäne Ablagerungen Löß beschrieben hat. Sümgéhy versuchte nicht einmal die höhere Auterraße als Pleistozän zu deuten und gab eher der älteren kolluvialgenetischen Auffassung Kadićs nach.

Da es nicht zu leugnen war, daß das „schlammige“ Hangende der höheren Auterraße irgend etwas mit dem Löß gemein hat, sprechen die meisten ungarischen Forscher über altholozänen Schlammlöß. Das war der Standpunkt auch bei der Konstruktion der geologischen Karte Ungarns im Maßstab 1 : 300 000 (40).

Damit war aber die Frage noch nicht abgetan. Das Beiwort „lößhaltig“ ließ beunruhigende genetische und chronologische Reminiszenzen wach werden. Es war I. Miháltz' Ziel, hier reinen Tisch zu machen (50).

Der „kalkhaltige Schlamm“, der unter den Oberflächenbildungen der danubischen Auterrassen ganz allgemein ist, ist in der äußeren Erscheinung dem Löß der höheren Auterrasse auffallend ähnlich, weicht aber von diesem in Korngrößenverteilung, Karbonatgehalt und Molluskenfauna bedeutend ab. Da Miháltz diese zwei Bildungen als a priori identisch betrachtete, seine Untersuchungen aber nur auf den „kalkhaltigen Schlamm“ erstreckte, kam er zu dem Schluß, daß auf den Auterrassen Löß oder lößhaltige Bildungen selbst als Kolluvialprodukte nicht existieren.

Unabhängig davon, daß wir betreffs der Verbreitung des Lösses in den Donauauen Miháltz nicht zustimmen können, sind wir mit ihm in der Ablehnung der Theorie des Anschwemmens und des Zusammenschwemmens einig. I. Miháltz hat durch Untersuchungen nachgewiesen, daß die Lößablagerung bei der Umhäufung verschlammt und daß sich seine charakteristischen Korngrößen verschieben. Doch halten wir die Möglichkeit der Lößbildung durch Anschwemmen und Zusammenschwemmen nicht nur auf experimenteller, sondern auch auf prinzipieller Ebene für ausgeschlossen, da nur solche Ablagerungen Löß genannt werden dürfen, die der Riechthofenschen Definition entsprechen.

Daß Miháltz das Vorhandensein von Löß auf der höheren Auterrasse verneint, bedeutet aber nicht, daß er ihn nicht wahrnahm. Seiner Erklärung nach sollte sich aber an diesen Stellen „der Löß auf bereits im Pleistozän präformierte Oberflächen abgelagert haben, oder das Tal sank mit dem jüngsten Löß auf seiner Oberfläche im Verhältnis zu den Lehenen. Diese auch ursprünglich tiefere Lößfläche wurde im Altholozän von den Flüssen abgerodet. Auf der Oberfläche der so verjüngten Lößschicht hat sich Aueschlamm abgelagert“ (48). „Im Donauabschnitt in der nördlichen Tiefebene gibt es viele und mächtige altholozäne Terrassen. Eine der größten ist die zwischen Taktharkány-Mezőzombor-Csobaj, wo das Liegende des altholozänen Alluviums meistens aus zum Teil abgetragenen Löß bzw. gelbem Ton, an einzelnen Stellen aus pleistozänen Flussand besteht“ (49).

Es ist bemerkenswert, wie behutsam Miháltz, einer der besten Kenner der Quartärbildungen, sich ausdrückt, sobald er im Hangenden der oberen Auterrasse Löß wahrnimmt. Er hält sogar das Sinken für möglich, nur um die pleistozäne Herkunft der höheren Auterrasse nicht behaupten zu müssen. Dabei ist die von Miháltz beschriebene Bildung gewiß ein Löß, ebenso wie die von Urbancsek (86—87) beschriebene. (Urbancsek beobachtete im Gebiet jenseits der Theiß große Lößgebiete in ähnlicher Lage.) Um die zwingende Kraft des Vásárhelyischen chronologischen Dogmas noch besser zu veranschaulichen, erwähnen wir, daß Fink und Maja dan (17) im Hangenden der Prater-Terrasse, die mit der höheren Auterrasse zu identifizieren ist, Löß wahrgenommen haben. Eben deshalb datierten sie die Terrassen auf das Würm zurück. Trotzdem fanden sie in Ungarn keinen Anklang; M. Pécsi tritt sogar gegen ihre Behauptung an (57).

Chronologie der unteren Auterrasse und der syngenetischen spätpaläolithischen Siedlung

Bevor wir betreffs des Alters der höheren Auterrasse Stellung nehmen würden, möchten wir auch die tiefere untersuchen. Das Ausgangspunkt unserer Untersuchungen ist das Grundprofil von Szekszárd, und wir verfolgen dabei denselben Gedanken-

gang wie unsere Vorfahren und Zeitgenossen: auch wir halten uns an die chronologische Auffassung Vásárhelyi's.

Demgemäß soll die Sedimentation und die Terrassenbildung der unteren Aueterrasse auf den neualluvialen Abschnitt, nach der modernen Terminologie auf das Jungholozän entfallen. Nach der geläufigen Auffassung ist der Entwicklungsprozeß der unteren Aueterrasse noch nicht abgeschlossen: die jährlich wiederkehrenden Überschwemmungen bauen an ihr heute noch weiter. So glaubwürdig dieser Satz auch erscheint, möchten wir ihm hier doch widerlegen.

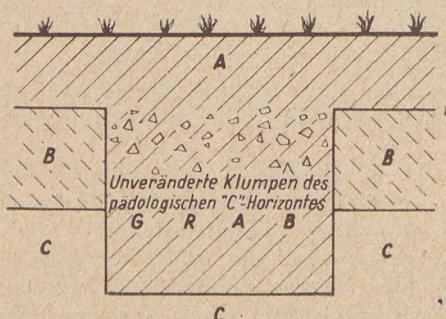


Bild. 1. Grabprofil eines Awarenfriedhofs aus dem Überschwemmungsgebiet der Donau bei Szekszárpalánk. Im Grab sind die grösseren Klumpen des unmühlten Untergrundes, in der Höhe des B-Horizonts der Rasenbodenfläche in unverändertem Zustand erhalten

Die feinkörnigen Ablagerungen der Überschwemmungen verursachen nämlich ein langsames Wachsen der Schichtenfolge. Können die pädologischen Prozesse mit der zunehmend raschen Ablagerung nicht Schritt halten, so wird der Boden begraben, und auf der Oberfläche der darübergelagerten fluviatilen Schicht bildet sich ein neuer Boden (80, 30, 69). Jedenfalls soll die Zunahme der Schichtmächtigkeit zu beobachten sein.

In dem Szekszárder Aufschluß der unteren Aueterrasse ist die Oberfläche mit 45—50 cm Tschernosem bedeckt. Dieser Boden, der sich im Hangenden der spätpaläolythischen Kulturschicht und auf der Oberfläche der awarischen Gräber gebildet hat (600—630 n. d. Zw. [63]), ist überall gleichmäßig verfärbt, der verhältnismäßig dünne Tschernosemboden hingegen erweckt den Eindruck eines langsam verwitternden Bodenhorizontes. Es folgt daraus, daß während der anderthalb Jahrtausende, die auf die awarischen Bestattungen folgten, sich die Schichtenfolge nicht weiter entwickelte.

Die makroskopische Identität des oberhalb der awarischen Gräber liegenden und des ungestörten Bodens erschließt weitere Perspektiven. Bei ihnen geriet beim Zudecken der Gräber das obere Bodenmaterial nach unten und der hellere Boden nach oben. Infolgedessen zeichnen sich die Profile der Gräber im hellgelben Hangenden der spätpaläolythischen Kulturschicht klar ab, während der nach unten geratene Boden (C-Niveau) im Laufe der Zeit sich seiner Umgebung anglich und zu einem Tschernosem wurde.

Waren 1000 Jahre dazu nötig, daß der gelbe Boden, der beim Graben der Gräber nach oben kam, sich zu Tschernosem umgestaltete (vom Anfang des 7. Jahrh. bis heute), so müssen wir eine mindestens ebenso lange Zeitspanne für die Entstehung des Tschernosems, der in den Gräbern lag, annehmen. Damit wird aber

Die lokalen Gegebenheiten begünstigen unsere Untersuchungen. Gräber eines Gräberfeldes aus der Awarenzeit, also genau datierbare, sind in die Oberfläche der untere Aueterrasse gegraben worden (Bild 1). Die Oberfläche wird durch Tschernosemboden bedeckt.

Ist „das untere Niveau der heutigen Aue“ tatsächlich ein in der Bildung begriffenes Niveau, so ist zu erwarten, daß die deckende Tschernosemschicht eine beträchtliche Mächtigkeit aufweist.

die Zeit, während der die untere Terrasse bemerkbar wuchs, vor unsere Zeitrechnung zurückgedrängt, jedenfalls bis zur unteren Grenze der Buchenperiode₂.

In den Profilen der awarischen Gräber sind die größeren Klumpen des unteren Bodens stellenweise unverändert erhalten geblieben (Bild 1). Dieser Umstand unterstützt nicht nur die Länge der Zeitspanne, die wir für die Entstehung des Tschernosems behaupten, er bietet auch einen Stützpunkt für die Zeitspanne, während der sich der vorherige, in den Gräbern aufbewahrte Tschernosem ausbilden möchte.

Nach alldem wollen wir die morphologischen Studien über die Entstehung von Aueterrassen der Reihe nach überblicken (7, 9, 10, 19, 42, 56, 59). Hier finden wir im großen Ganzen eine einheitliche Stellungnahme. Für die Buchenperiode₁ wäre das Einschneiden der Flußbette, die Erosion der höheren Terrasse, für die Buchenperiode₂ zuerst die laterale Erosion, später das Einschneiden charakteristisch. Die Ablagerung der Schichten der unteren beginnt daher eigentlich in der Buchenperiode₂, die Terrassenbildung verzögert sich bis in die neueste Zeit.

Ohne die Deutung der Reihenfolge der morphologischen Prozesse ändern zu wollen, möchten wir hinsichtlich der stratigraphischen Einordnung bemerken, daß sich diese Gliederung nicht auf die pollenschichtigraphische Untersuchung der besprochenen Profile stützt, sondern dieser vorgreifend (7), B. Zólyomi ungarländische pollenschichtigraphische Gliederung (91) zum Ausgangspunkt nimmt und den von Zólyomi gebotenen Rahmen als Möglichkeit benutzt, die als holozän betrachteten morphologischen Prozesse stratigraphisch einzuordnen. Mit der Zeit wurde aber auch diese Gliederung zur Tradition, obwohl die pollenanalytischen Profile der Donauauen durch M. M. Faragó ganz andere Schlußfolgerungen zulassen (44).

Wie bereits erwähnt, hätten sich die Schichten der unteren Aueterrasse in der Buchenperiode₂ abgelagert. Doch beweist das Szekszárdi Profil der unteren Aueterrasse etwas anderes. Es konnten nämlich keine Spuren gefunden werden, die die beschriebenen morphologischen Prozesse beweisen würden. Der Bodenbildungsprozeß hat die ganze Buchenperiode₂ in Anspruch genommen.

Bau und chronologische Bedeutung der unteren Aueterrasse

Mit der im Vorangehenden angewandten „ante quem“-Methode sind wir so weit gekommen, daß die Ablagerung der Schichtenfolge der unteren Aueterrasse zweifellos vor dem Neuholozän stattfand. Um auch den Weg des „post quem“ zu begehen und das Alter so zu fixieren, müßten wir die stratigraphische Lage der höheren Terrasse kennen. Das steht aber noch aus, so daß wir keine andere Möglichkeit haben, als die Schichtenfolge selbst zu studieren.

Die untere Schicht des Terrassenprofils ist feinkörniger Flußsand. In der Korngrößenverteilung hat die Fraktion 0,02—0,1 mm Ø mit einem Wert von 60—70% die Dominanz. Das Maximum der Kornverteilung liegt zwischen 0,06—0,07 mm Ø, Sekundärmaxima haben wir unter 0,02 mm Ø beobachtet (Bild 2).

Wollen wir aus der Korngrößenverteilung auf die Geschwindigkeit des transportierenden Mediums, des Wassers schließen, so müssen wir auch die Menge der Flugsandkörner über 0,1 mm Ø im Betracht ziehen. In dem der Miháltz—Ungár—Dávidschen Abnutzungsanalyse (54, 12) untersuchten Material erreicht der Anteil der Sandkörner sicherer äolischer Herkunft in der Fraktion über 0,1 mm Ø (Typus 3—4) sogar 40%. Zu dieser Gruppe haben wir den im Fluß und Flugsand gleich häufigen Typus 2 der Abnutzung nicht hinzugerechnet, obwohl

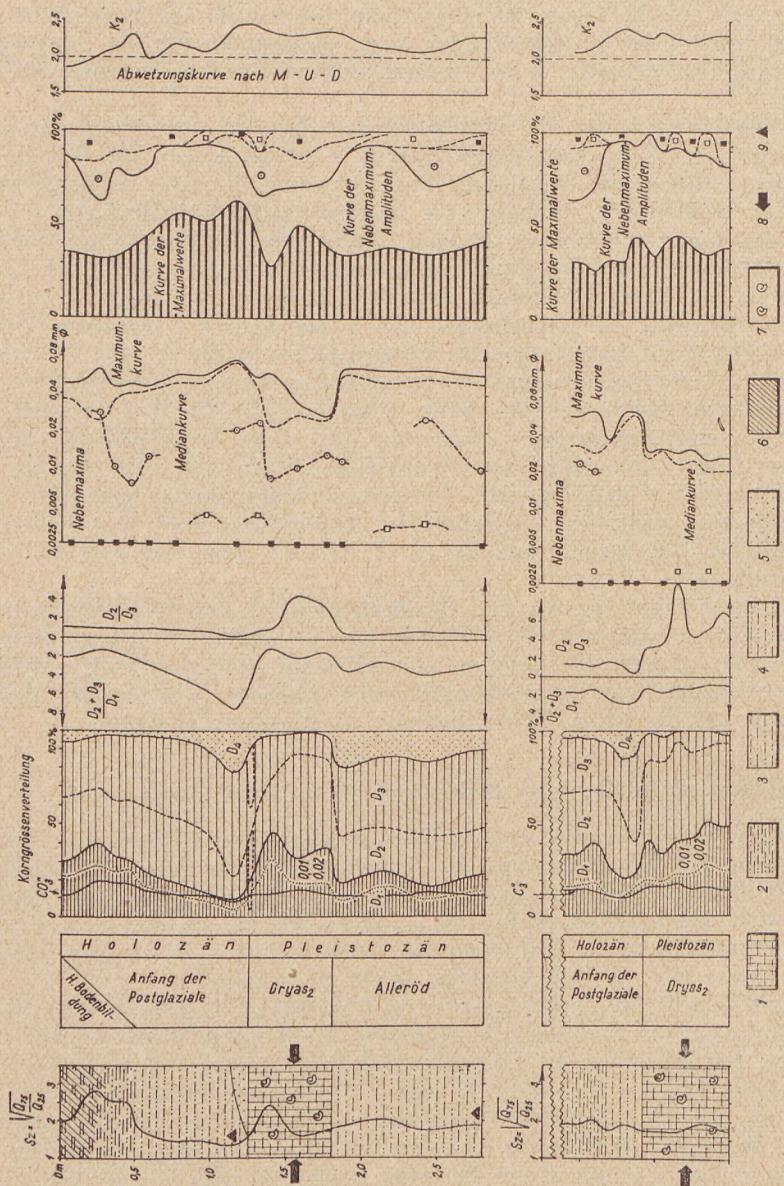


Bild 2–3. Profile der untere Auerterrasse der Donau bei Sankt Andräpalánk, Zeichenerklärung: 1. Löß, 2–4. Fluvialer Feinsand mit wechselndem Pelitanteil, 5. Flugsand, 6. Veränderung in der Bodenbildung, 7. Fossiliens, 8. Kurven der Maximalwerte, 9. Probeentnahmestellen der Schwerminalanalyse

ein Teil dieser Gruppe zweifellos noch zum Flugsand gehört. Der bedeutendste Teil der Körnchen über 0,1 mm Ø war also ursprünglich in der Form von Flugsand vorhanden und geriet durch Anschwemmen, oder eher in den wiederkehrenden Pausen der Überschwemmung durch Abwehen an seine heutige Stelle.

Da die Korngröße des Flugsandes praktisch bei 0,1 mm Ø beginnt, verzerrt die Menge des anschwemmt oder abgewehten Flugsandes die ursprüngliche Kornzusammensetzung des feinkörnigen Flußsandes und man erhält den Eindruck, als ob die zur Lieferung der Sandkörner über 0,1 mm nötige Wassergeschwindigkeit (mehr als 0,5 cm/sec) öfter vorhanden gewesen wäre, als es in der Tat der Fall war.

Lassen wir im Bild der Kornzusammensetzung des Flugsandes außer Betracht, so wird die Dominanz der Fraktion 0,02—0,1 mm Ø noch ausgesprochener. Das weist jedoch darauf hin, daß die Ablagerung aus einem kaum sich bewegenden ruhigen Wasser erfolgte; die Maximalgeschwindigkeit konnte 0,5 cm/sec nur ganz selten überschritten haben. Bei der Wertung der Malakofauna gelangte übrigens E. Krolopp zu demselben Ergebnis (39).

Da bei den Körnchen unter 0,1 mm Ø die Tendenz zum Schweben mit abnehmenden Durchmesser rapid wächst, und da in der Nähe der unteren Grenze der dominierenden Korngröße (0,02—0,1 mm Ø) einige Hundertstel cm/sec Wasserbewegung genügen, um die Körnchen schwebend zu halten und die Ablagerung zu verhindern, können wir darauf schliessen, daß die Ablagerung anfangs bei einer maximalen Wassergeschwindigkeit von 0,5 cm/sec stattfand, sich dann aber aus praktisch ruhendem Wasser fortsetzte.

Nach den Sekundärmaxima, die in der Pelitfraktion liegen, stand die Möglichkeit zur Ablagerung selbst der feinsten Bestandteile des Geschiebes offen, die Sedimentbildung setzte sich daher bis zum vollständigen Rückzug des Wassers, oder — an anderen Stellen — bis zur völligen Verdunstung und zur Fällung der im Wasser gelösten Salze (Bildung von Kalk- und Dolomitschlamm!) fort.

Die Bildung der unteren, feinkörnigen Sandschicht ist aber nicht die Folge einer einzigen Überschwemmung und darauffolgenden Ablagerung, sondern, nach Aussage der stabilisierten Sekundärmaxima im Pelitanteil, eine Folge oftmals sich wiederholender Überschwemmungen und Ablagerungen. Die klimatischen Verhältnisse bestimmte E. Krolopp anhand der Dominanz der nördlichen *Valvata pulchella* Stud. und des ebenfalls beobachteten *Gyraulus riparius* Westl. als kühler als das heutige Klima (39).

Eine bedeutende Veränderung der hier beschriebenen Umstände erscheint in den Untersuchungsergebnissen der Proben 5—6 (Bild 4.); die Kornzusammensetzung wird feiner: die Menge der Fraktion unter 0,02 mm Ø übertrifft die obigen durchschnittlichen Werte um 10%, der Anteil der Fraktion über 0,1 mm Ø stürzt hingegen unter 2%. Die Menge der Korngruppe 0,02—0,1 mm Ø bleibt praktisch unverändert, doch verändert sich innerhalb dieser das Verhältnis der Gruppen von 0,02—0,05 mm Ø und 0,05—0,1 mm Ø. Bezeichnen wir die Gruppe 0,02—0,05 mm Ø, wie üblich (37), mit D₂ und die Gruppe 0,05—0,1 mm Ø mit D₃, so steigt das Verhältnis D₂/D₃, im Gegensatz zum früheren 0,6—0,7 auf 3,3 bzw. 4,7 an.

Das Maximum der Kornverteilung verschiebt sich also von 0,06—0,07 mm Ø zu 0,03 mm Ø, die Werte der Sekundärmaxima steigen an. Die Kornzusammensetzungskurven haben denselben Verlauf, wie die typischen Lößkurven.

Zugleich wird die Malakofauna Arten und Individuenzahl ärmlicher. Das Minimum entfällt auf die Probe 6, die eigentliche Kulturschicht, in der nur 5 Exem-

plare von *Bithynia leachi* Shepp., 2 Stück *Pupilla muscorum* L. und 1 Stück *Limacida* sp. vorkamen.

Endlich entstand während der Ablagerung derselben Schicht die von L. Vérete untersuchte spätpaläolythische Fischersiedlung (89), deren Überreste — Werkzeuge, Feuerherdspuren, Nahrungsabfälle — sich ausschließlich auf diese Schicht beschränken.

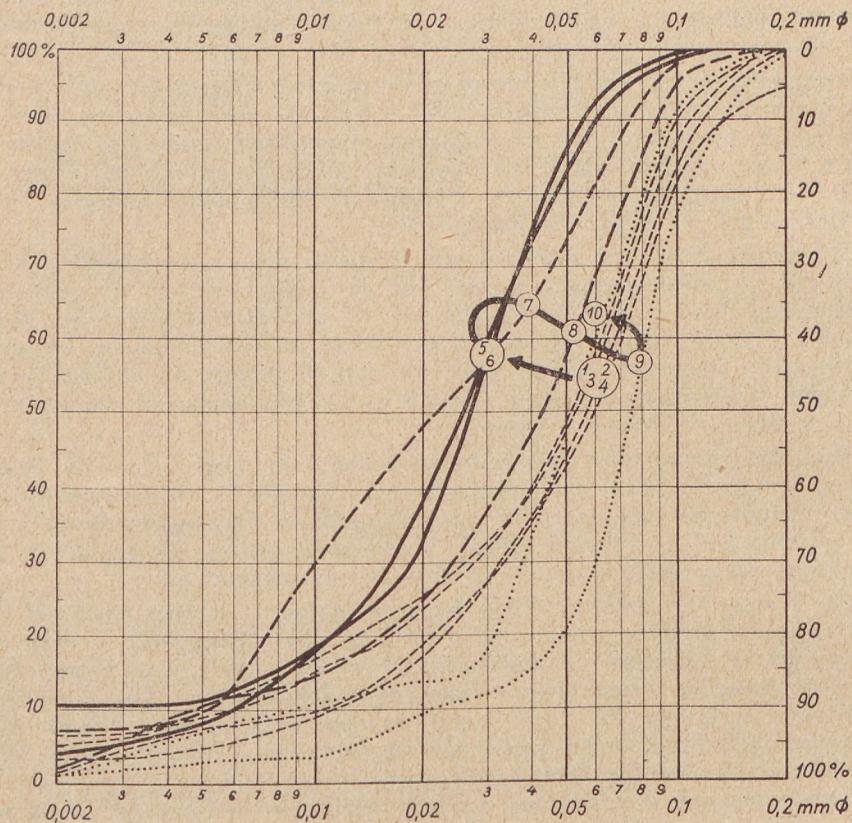


Bild. 4. Profil der unteren Aueterrasse der Donau bei Szekszárdpalánk: Lauf der Sedimentation vom Ende der Alleröd-Periode bis Anfang der Pinus-Betula-Periode auf Grund der Kornzusammensetzung. Gliederung: 1—4. Klimatische Schwankung der Allerödzeit, 5—7. Dryas₂, 8—10. Pinus-Betula-Periode

Auf Grund der Untersuchungsergebnisse lässt sich die paläogeographische Lage nach der Ablagerung der unteren Feinsandschicht folgendermaßen kennzeichnen:

1. Die Überschwemmungen hörten auf, und mit ihnen die Zunahme der Schichtmächtigkeit durch Schwemmgut. Auf die spärlichen weiteren Überschwemmungen können wir nur aus den Sekundärmaxima im Pelitanteil und aus den wenigen Exemplaren von *Bithynia* schließen. Die Wassermenge der Donau nahm ab, der Fluß begnügte sich nunmehr mit seinem Bett. Die Schichtenfolge wird zur Terrasse ausgemeisselt.

2. Zugleich mit der Abnahme der Wassermenge trocknet die Oberfläche der unteren Feinsanschicht aus, auf die mit schütterem Gras bewachsene Fläche lagert sich Staub: es bildet sich hier Löß in einer Mächtigkeit von max. 30—35 cm. Während der Lößbildung setzt die Flugsandbildung aus.

3. Auf der zur Terrasse gewordenen Oberfläche siedelt der Mensch während der Zeit der Lößbildung an und gründet einen Fischerdorf.

4. Die Lößbildung, die ohne Lücke auf die Ablagerung des fluviatilen Feinsandes folgt, ist auf eine Klimaschwankung im Pleistozän zurückzuführen. Das durch *Valvata pulchella* und *Gyraulus riparius* belegte kühle Klima wird für die kurze Zeit der Lößbildung durch ein kalt-trockenes Klima mit der Dominanz von Ostwinden abgelöst.

Obwohl die nordisch-alpine terrestrische Art *Clausilia cruciata* Stud. im oberen Niveau der Kulturschicht erscheint, ist das erwähnte kalt-trockene Klima nur mehr eine Reminiszenz des für Lößbildung charakteristischen kalt-trockenen Steppenklimas. In der dünneren Lößschicht erscheint nur *Pupilla muscorum* L., die kennzeichnenden kälteertragenden terrestrischen Arten fehlen.

Auch die floristischen Belege eines extrem kalt-trockenen Klimas fehlen. J. Stieber fand bei der anthrakotomischen Untersuchung der Holzkohlenreste aus den Feuerherden ausschließlich *Populus* (71).

Da wir im untersuchten Profil keine mit der Lößbildung gleichaltrige Spuren von Bodenbildung gefunden haben, handelt es sich wahrscheinlich nicht um einen Auenwald, sondern eher um eine Klima-Steppe mit spärlichen *Populus*-Bestand.

Den Einfluß des seltenen Überschwemmungen auf die Korngrößenverteilung haben wir in Profil 2 untersucht (Bild 3). Hier sind die Überschwemmungen — infolge der tieferen Lage — etwas häufiger, doch nie so sehr, daß die im Pelitanteil hervorgerufene Veränderung der Kornzusammensetzung die Löß-Eigenschaften verdecken könnte. Die Kornzusammensetzung ist in diesem Profil nicht so stabil, was aber auch durch die kleineren Abstände der Probeentnahmestellen zu erklären ist.

Ist der Gedanke an kolluviale Faktoren im Zusammenhang mit dem Lößhangenden der höheren Terrasse so oft aufgetaucht, so ist er im Falle des Lösses der unteren Terrasse noch naheliegender. Wir berufen uns aber hier nicht auf die im Vorangehenden erwähnten Meinungen, noch auf die sedimentologischen Ergebnisse, sondern zitieren nur E. Krolopp (39). Wie er bemerkt, „... pflegen in aus Überschwemmungsgebieten stammenden Faunen mannigfache Arten mit hoher Exemplarzahl zu erscheinen, von weither zusammengeschwemmt; in Szekszárd ist eben das Gegenteil zu beobachten.“ Er beobachtete ferner, „... daß die Gastropodenschalen aus der unmittelbaren Umgebung stammen; daher die Abwesenheit vieler Arten, die zu erwarten wären und die in der weiteren Umgebung auch gewiß existiert haben.“

Nach der Ablagerung von Probe 6 hat die Lößbildung aufgehört. Nach einem kurzen Übergang und der Bildung von Flugsand können wir im Grunde genommen das Wiederkehren der anfänglichen Verhältnisse beobachten. Auf der Oberfläche, der mit einer dünnen Lößschicht bedeckten Terrasse lagert fluviatiler Feinsand, mit dessen Ablagerung die Aufschüttung der unteren Auterrassen zu Ende ging.

Die Untersuchungsergebnisse an der unteren und der oberen Feinsandschicht stehen einander sehr nahe. Die Ablagerungsumstände sind also ähnlich, und auf Grund von L. Pestys mineralogischen Beobachtungen können wir auch dasselbe Abtragungsgebiet annehmen. Der Umstand, daß die Korngrößen nach oben hin immer feiner wird, weist auf eine Abnahme der Zahl der Über-

schwemmungen und auf die langsame Beendigung der Aufschüttung hin. Die Verlehmung in der Nähe der Oberfläche (zwischen 20—30 cm) ist hingegen bereits eine Folge der der Aufschüttung folgenden Bodenbildung.

Doch sind die untere und die obere Feinsandschicht nicht nur in petrographischer Hinsicht einander ähnlich. Auch die Gastropodenfauna ist sehr verwandt in den beiden, und die im Norden verbreitete *Valvata pulchella* Stud. ist immer anzutreffen. Diese Art ist ein wichtiger Klimaindikator, und bei der chronologischen Einreihung der oberen Sandschicht haben wir uns unter anderem auch auf sie zu berufen.

Da sich die Schichten von fluviatilem Ursprung der oberen Aueterrasse, wie der W₃-Löß beweist (38), in der W₂-W₃-Interstadiale (= ozeanische Phase des W₃, = W₃ Kryophil, 37) abgelagert haben, mochte die Erosion der Schichtenfolge der höheren Terrasse bereits im vereisten Abschnitt des W₃ begonnen haben. Infolgedessen sollen jene Prozesse, die bisher in Ungarn mit holozänen Klimaschwankungen in Verbindung gebracht worden waren, parallel damit auf das Ende des Pleistozäns verschoben werden.

Der Prozeß, der früher in die Eichen- und in die Buchen₁-Zeit verlegt wurde, rückt also bis zum vereisten Abschnitt des W₃ zurück, und die darauf folgende, durch laterale Erosion charakterisierte Periode wird vom Anfang der Buchen₂-Periode auf das Alleröd versetzt. Die Aufschüttung, die sich der Phase der lateralen Erosion unmittelbar angeschlossen hat, begann, wie aus der Feinsandschicht der unteren Terrasse zu sehen, noch im Alleröd. Die Dryas₂ wird durch das Abbrechen der Aufschüttung und durch die Bildung einer dünnen Lößschicht gekennzeichnet, deren absolutes Alter durch die C¹⁴-Untersuchung des Holzkohlenmaterials der Feuerherden fixiert ist.

Nach der Dryas₂ begann die Aufschüttung durch Überschwemmungen wieder; die Sedimentation der oberen feinkörnigen Sandschicht war aber — wie aus den oben angeführten sedimentpetrographischen und faunistischen Daten ersichtlich ist — bereits in der präborealen Kiefern-Birken-Zeit zu Ende. Die Bildung des Tschernosems, der die Oberfläche bedeckt, begann also schon im Boreal.

Die Schichtenfolge der unteren Aueterrasse wurde in zwei Etappen zur Terrasse ausgebildet. Die erste Etappe beschränkt sich auf die Dryas₂, die zweite beginnt mit dem borealen Abschnitt des Holozäns.

Da die wiederholte Aufschüttung der unteren Aueterrasse in enger Verbindung mit dem Aufschmelzen der alpinen Gletscher steht, müssen wir diese als die Abschlußterrasse des Pleistozäns betrachten und können sie, die zweite Etappe der Erosion in Betracht ziehend, bestenfalls postglazial nennen.

Auch die pollanalytischen Profile von M. M. Faragó und I. Mihály (44, 51, 52) aus den Auegebieten der Donau fallen durch unsere Untersuchungen in ein völlig neues Licht. In den oberflächennahen Metern der Schichtenfolge der unteren Aueterrasse beobachtete M. M. Faragó ein häufig bis 100% ansteigendes Pinus-Maximum; I. Mihály versuchte es, unter der zwingenden Kraft des Vásárhelyischen chronologischen Dogmas stehend durch selektive Fossilisierung zu deuten.

Es gibt auch Umstände, die andeuten, daß die heutige Donau an gewissen Stellen bis zum Niveau der unteren Aueterrasse aufschüttete. Diese Fälle sind jedoch Ausnahmen; sie beschränken sich auf die Wellenzone und können die allgemeine Erkenntnis, daß die Ausgestaltung der unteren Aueterrasse von der Donau bereits zur Zeit der durch die Schmelze der Würm₃-Gletscher verursachten ausnahmsweise großen Wasserförderung beendet wurde, nicht in den Schatten stellen.

Die stratigraphische Lage der oberen Aueterrasse

Wir wollen wieder vom Szekszárder Grundprofil ausgehen. Als Grundlage unserer Untersuchungen wählen wir das Profil der Ziegeleigrube von Szekszárd. Im Hangenden der höheren Aueterrasse liegt im Szekszárder Profil eine Lößschicht von 2,5—3,0 Meter Mächtigkeit. Die Voraussetzungen zur Anwendung des chrono-logischen „ante quem“-Prinzips sind gegeben.

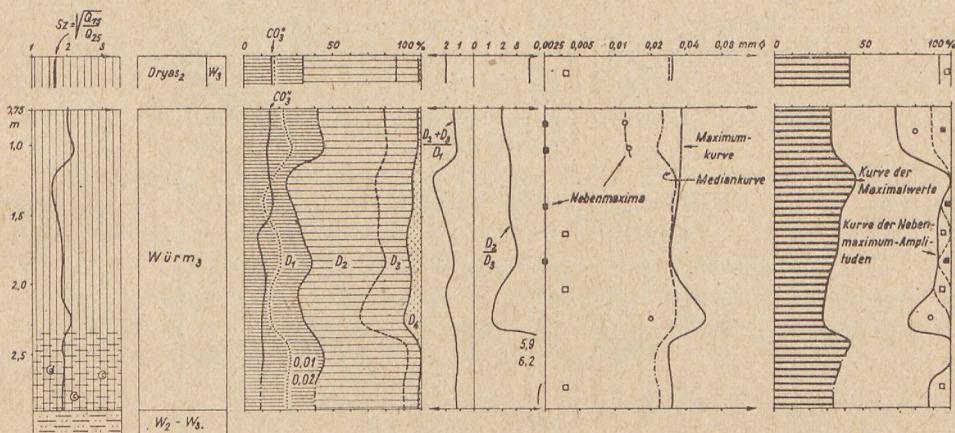


Bild. 5. Profil der Lößschicht auf der höheren Aueterrasse der Donau. Szekszárdpalánk, Ziegelei. Zeichenerklärung wie in Fig. 2—3.

Die Untersuchungsergebnisse sind die folgenden:

An der Basis der Schichtenfolge liegt, den Verhältnissen des nahen Profils der unteren Aueterrasse ähnlich, fluviatiler Feinsand. Anhand einer Nivellierung von V. Balás beträgt der Niveauunterschied zwischen den Oberflächen der beiden Sandschichten 2,5 m. Darüber liegt Löß in einer 2,5—3,0 m erreichenden Mächtigkeit. Die Grenzfläche zwischen fluviatilem Sand und hangendem Löß ist horizontal. Als Übergangsschicht kommt eine Schicht von „Infusionslöß“ mit reicher Molluskenfauna vor. Diese Fauna ist durch E. K r o l o p p untersucht worden.

Der im Hangenden des fluviatilen Feinsandes liegende Löß ist ein regelrechtes Anemolutit. Seine Genese läßt keinen Zweifel zu. Seine Sortierung wird nach oben zu immer vollkommener, ob wir auch den Quotienten $\sqrt{Q_{75}/Q_{25}}$, oder die Höhe der Maxima zu deren Kennzeichnung anwenden (Bild 5). Sie nimmt nur in Oberflächennähe etwas ab, das ist jedoch eine selbstverständliche Wirkung der dort bodenbildenden Prozesse.

In Gegensatz zum $Dryas_2$ -Löß der unteren Aueterrasse sind hier die Nebenmaxima unbedeutend, so daß das Profil der Ziegelei oberhalb des übergangsartigen „Infusionslösses“ die allmählich übergreifende, ungestörte Lößbildung darstellt. Die Nebenmaxima hängen fast ausnahmslos mit nachträglichen Prozessen der Karbonatanhäufung der Verwitterung zusammen; ihre Extremwerte liegen im Rasenboden oberhalb der Lößschicht vor. In ihnen kommt die das ganze Holozän umfassende Bodenbildung zur Geltung. In allen Diagrammen von Bild 5 kann die Tonmineralien, Humuskolloide und Körnchenaggregate produzierende Wirkung der bodenbildenden Verwitterung beobachtet werden.

In der hangenden Lößschicht der oberen Terrasse finden wir, dem Dryas₂-Löß der unteren Terrasse ähnlich, eine Anreicherung der Pelitfraktion (D_1). Jedoch beschränkt sich diese Anreicherung größtenteils auf die gröbere Korngrößen der Pelitfraktion, dicht neben der dominierenden Korngrößengruppe des Lösses, zumeist aus Körner von 0,01—0,02 mm Ø bestehend. Die Menge der Körner von 0,01—0,02 mm Durchmesser zeugt in erster Annäherung von der Wiederkehr der zur Ablagerung des Lösses notwendigen dauernden Luftruhe.

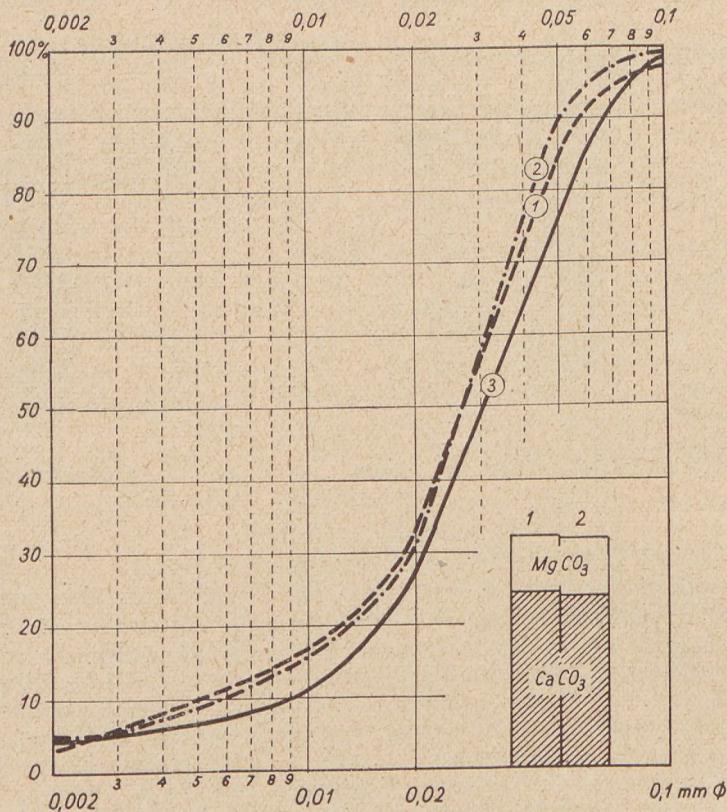


Bild. 6. Vergleich der Kornzusammensetzung der Lößbildung der Würm₃-Periode und des Lösses der höheren Auterrassse. 1. Höhere Lößschicht der Ziegelei bei Szekszárd-Palánk, 2. Würm₃-Löß aus dem Hügelland von Szekszárd, 3. Durchschnittliche Kornzusammensetzung der Würm₃-Lößschicht des Pakser Pleistozän Grundprofils

Im oberen Teil von Bild 5 haben wir zwecks Ergänzung auch die Untersuchungsergebnisse über diejenigen Teile des hangenden Lösses, die von der Oberfläche der Ziegeleigrube bereits erodiert worden sind, dargestellt. Da wir in den unteren Teilen des Rasenbodens im Ziegeleiprofil die Spuren von Tundraerscheinungen bemerkt haben, und sie mit der sanften Tundraphase der Dryas₁ parallelisierten, kann die der Dryas₂-Lößbildung entsprechende Schicht in einer um etwa 25 m weiter südlich und um etwa 1,2 m höher gelegenen Lößschicht erkannt werden, selbstredend ohne daß die wegen der tieferen Lage der unteren Terrasse auftretenden modifizierenden Faktoren die Korngrößenverteilung hier gestört hätten.

Die Ergebnisse der Untersuchungen dieser Probe zeugen von zur Lößbildung idealen Umständen und weichen kaum von den Resultaten des an der Ostflanke der Szekszárd-Hügel liegenden Lösses ab (Bild 6). Wir haben in derselben Abbildung zwecks Vergleichung die durchschnittliche Kornzusammensetzung von 27 Proben aus dem Würm₃-Löß des Pakser pleistozänen Grundprofils dargestellt. Die Ähnlichkeit der Schlußschicht der höheren Auterrassse sowie der Würm₃-Lößprobe vom Fuss der Szekszárd-Hügel wird durch die Identität des Karbonatgehaltes und des CaCO₃/MgCO₃-Verhältnisses noch besonders betont.

Diese große Ähnlichkeit ist schon J. Szabó aufgefallen: „das Material der alluvialen, d. h. jetzzeitlichen Bildungen ist größtenteils identisch mit dem Material der Berge, die die Ebene umgeben“ (73). Diese Tatsache ist auch im Süden des Zwischenstromlandes von Donau und Theiß, sowie entlang der Fruska-Gora durch A. Koch festgestellt worden (35).

Der beobachtete Einklang zeugt von der Stabilisierung der ablagernden Verhältnisse, von der Bildung einer einheitlichen würmisichen Lößdecke, die die Oberfläche der höheren Auterrassse und die umgebenden Hügel gleichermaßen bedeckt.

Da der Löß im Hangenden der fluviatilen Serie der höheren Auterrassse die Geschehen einer einzigen Vereisungsphase in sich birgt, können wir die Ablagerung der Schichtenfolge der höheren Terrasse auf die W₂-W₃-Phase, die Ausmeisselung der Terrasse dagegen auf die Würm₃-Phase festsetzen.

LITERATUR

1. Balla Gy.: A Jászság geomorfológiai fejlődéstörténetének vázlata. (Skizze der geomorphologischen Entwicklungsgeschichte des Jászság). *Földrajzi Értesítő* 7. 1958.
2. Balla M.: A Dunafolyam vegyi viszonyairól Budapestnél. (Über die chemischen Verhältnisse des Donaustromes bei Budapest). *Földtani Közlöny* 4. 1874.
3. Berg L.: Éghajlat és élet. (Klima und Leben). *Budapest*, 1954.
4. Brandtner, F.: Lößstratigraphie und paläolithische Kulturabfolge in Niederösterreich und in den angrenzenden Gebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 7. 1956.
5. Bulla B.: Teraszok és szintek a Duna jobb partján Dunaadony és Mohács között. (Terrassen und Horizonte am rechten Donauufer zwischen Dunaadony und Mohács). *Mat. és Termtd. Ért.* 55. 1936.
6. Bulla B.: A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái. (Die Probleme der ungarischen Löse und Flußterrassen). *Földrajzi Közlemények* 1934.
7. Bulla B.: Teraszvizzsgálatok Budapest és Dunaadony között. (Terrassenstudien zwischen Budapest und Dunaadony). *Földrajzi Közlemények*, 1939.
8. Bulla B.: A magyar medence pliocén és pleisztocén teraszai. (Die Pliozän- und Pleistozänterrassen des Ungarischen Beckens). *Földrajzi Közlemények*, 1941.
9. Bulla B.: A Kiskunság kialakulása és felszíni formái. (Entwicklung und Oberflächenformen des Kiskunság). *Földr. Könyv- és Térképtár Értesítő*, 1951.
10. Bulla B.: Hozzájárás Zólyomi B. „Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól“ c. előadásához. (Ein Beitrag zum Vortrag B. Zólyomis über „Die Entwicklungsgeschichte der ungarischen Vegetation seit der letzten Eiszeit“.) *M. T. A. Biol. Oszt. Közl.* 1. 1952.
11. Bulla B.: Az Alföld felszinének kialakulása. (Die Reliefentwicklung in der Großen Ungarischen Tiefebene). *Alföldi Kongresszus*, Budapest, 1953.
12. Dávid P.: A Duna-Tisza közi futóhomok szemesealakvízsgálata. (Formanalyse von Flugsandkorn aus dem Zwischenstieggebiet von Donau und Theiß. (Vortrag auf der Sitzung des Ungarischen Geol. Ges. am 30. Mai 1956).
13. Erdélyi M.: A Dunavölgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékei. (Die wasserführenden Ablagerungen im Donauabschnitt auf der Großen Ungarischen Tiefebene). *Hidrológiai Közlöny*, 35. 1955.

14. Fink, J.: Das Marchfeld. *Verh. d. Geol. Bundesanst.* 1955. Sonderheft D. Wien, 1955.
15. Fink, J.: Quartärprobleme des Wiener Raumes. Geomorphologische Studien. *Machatschek Festschrift*, Wien, 1957.
16. Fink, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 7. 1956.
17. Fink, J. & M a j d a n, H.: Zur Gliederung der pleistozänen T errassen des Wiener Raumes. *Jb. d. Geol. Bundesanstalt*, 117. 1954.
18. Firbas, F.: Spät- und nacheszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen Bd. 1—2. *Jena*, 1949—52.
19. Góczán L.: A Szentendrei sziget geomorfológiai fejlődéstörténete. (Die geomorphologische Entwicklungsgeschichte der Insel Szentendre. *Földrajzi Értesítő*, 4. 1955.
20. Groß, H.: Die Radionkarbon-Methode, ihre Ergebnisse und Bedeutung für die spätquartäre Geologie, Paleonthologie und Vorgeschichte. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 2. 1952.
21. Groß, H.: Weitere Beiträge zur Kenntnis des Spätglazials. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 6. 1955.
22. Groß, H.: Die Fortschritte der Radionkarbon-Methode 1952—1956. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 8. 1957.
23. Groß, H.: Die bisherigen Ergebnisse von C^{14} -Messungen und paläonthologischen Untersuchungen über die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 9. 1958.
24. Gyll, V.: Agrogeológiai jegyzetek Dömsöd és Tass vidékről s a Csepel-sziget déli részéről. (Agrogeologische Notizen aus der Gegend von Dömsöd und Tass und aus dem Süden der Insel Csepel.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1902-ról, Budapest, 1903.
25. Gyll, V.: Agrogeológiai jegyzetek Kunszentmiklós és Alsódabas vidékről. (Agrogeologische Notizen aus der Gegend von Kunszentmiklós und Alsódabas). *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1903-ról. Budapest, 1904.
26. Hamm en, Th. van d.: The stratigraphy of the Late-glacial. *Geologie en Mijnbouw (Nw. Ser.)*, 19. 1957.
27. Herrmann, M., Kretzoi, M. & Vértes, L.: Neuere Forschungen in der Jankovich-Höhle. *Folia Arch.* 9. 1957.
28. Hijszeler, C. C. W. J.: Late-glacial human cultures in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw (Nw. Ser.)*, 19. 1957.
29. Horusitzky H.: A nyitra megyei Tornócz és Ürmény környéke. (Die Umgebung von Tornócz und Ürmény im Komitat Nyitra). *M. Kir. Földtani Int. Évi Jel.* 1903-ról. Budapest, 1904.
30. Horusitzky H.: Vágsellye, Nagysurány, Szenc és Tallós. Magyarázatok a M. Kor. Orsz. Részletes geol. térképhez. (Vágsellye, Nagysurány, Szenc und Tallós. Erklärungen zur detaillierten geologischen Karte der Länder der ungarischen Krone). *Budapest*, 1914.
31. Horváth A. & Antal fi S.: Malakológiai tanulmány a Duna—Tisza köz déli részének pleisztocén rétegeiről. (Eine malakologische Studie über die Pleistozänschichten aus dem Süden des Landes zwischen Donau und Theiß.) *Annales Biol. Univ. Hung.* 2. 1954.
32. Inkley B.: A lösz képződéséről. (Über die Bildung des Lößes.) *Földtani Közlöny*, 8. 1878.
33. Kádár L.: A lösz keletkezése és pusztulása. (Entstehung und Verfall des Lößes). *Közl. A Kossuth L. Tud. egyet. Földt. Intézetéből* 19. Debrecen, 1954.
34. Kadlec O.: Szekszárd, Tevel és Bonyhád vidékének földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Szekszárd, Tevel und Bonyhád.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1920—23-ról. Budapest, 1925.
35. Koch A.: Beocsin környékének földtani leírása. (Geologische Beschreibung der Gegend von Beocsin.) *M. Földtani Társ. Munkálatai*, 3. Pest, 1867.
36. Krieván, P.: Die Bildung der Karbonatsedimente im Zwischengebiet von Donau und Theiß. *Acta Geol.* 2. 1953.

37. K r i v á n P.: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. (Die klimatische Gliederung des mitteleuropäischen Pleistozän und das Pakser Grundprofil). *M. Áll. Földtani Int. Évk.* 43. 1955.
38. K r i v á n P.: Magyarország földtörténeti közelmúltja. (Ungarns nahe erdgeschichtliche Vergangenheit.) *Manuscript.* 1959.
39. K r o l o p p E.: Az ártéri alacsonyabb terasz szekszárdi alapszelvényének puhatestű faunája. (Molluskenfauna des Szekszárder Grundprofils der unteren Aue-Terrasse.) *Manuscript.* 1959.
40. Magyarázó Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképhez. (Erklärung zur geologischen Karte von Ungarn in Maßstab 1 : 300 000). *Budapest*, 1958.
41. M a r o s i S.: Morfológiai megfigyelések a Mezőföld déli részén. (Morphologische Beobachtungen im Süden des Mezőföld). *Földrajzi Értesítő*, 2. 1953.
42. M a r o s i S.: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. (Geomorphologische Probleme der Insel Csepel.) *Földrajzi Értesítő*, 4. 1955.
43. M e z ö s i J.: A Duna—Tisza közi mészsízap röntgenológiai és DTA vizsgálata. (Röntgenologische und DTA-Analyse des Kalkschlammes aus dem Lande zwischen Donau und Theiß.) *Manuscript.* 1958.
44. M. F a r a g ó M.: Dunavölgyi pollenanalitikai szelvények. (Pollenanalytische Profile aus dem Donautale.) *Manuscript.* 1951—1960.
45. M. L á n y i I.: A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. (Die Klassifizierung der ungarischen Lößarten und anderer äolischer Staubbildungen. Vorträge der Alföld-Konferenz.) *Alföldi Kongresszus, Budapest*, 1953.
46. M i h á l t z I.: A tervezett Duna—Tisza-csatorna vonalának földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse entlang des geplanten Donau—Theiß-Kanals). *Földműve Min. Kiadv. Budapest*, 1948.
47. M i h á l t z I.: A Duna—Tisza köze déli részének földtani felvétele. (Geologische Aufnahme in den südlichen Teilen des Landes zwischen Donau und Theiss.) *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1950-ről. *Budapest*, 1953.
48. M i h á l t z I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. (Die Gliederung der Quartärablagerungen der Großen Ungarischen Tiefebene. Vorträge der Alföld-Konferenz). *Alföldi Kongresszus, Budapest*, 1953.
49. M i h á l t z I.: Az Észak-Alföld keleti részének földtani térképezése. (Geologische Vermessung im östlichen Teil des nördlichen Alföld). *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1951-ről. *Budapest*, 1954.
50. M i h á l t z I.: Hozzájárás Kádár L. „A lösz keletkezése és pusztulása” c. előadásához. (Beitrag zum Vortrag über „Entstehung und Verfall des Lößes“ von L. Kádár). *Közl. a Kossuth L. Tud. egyet. Földr. Intézetéből* 19. Debrecen, 1954.
51. M i h á l t z I.: Jelentés a szegedi Tudományegyetem Földtani Intézete által a M. Áll. Földt. Intézet támogatásával 1956. évben végzett vizsgálatokról. (Meldung über die im Geologischen Institut der Szegeder Universität mit der Unterstützung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften im Jahre 1956 durchgeföhrten Forschungen.) *Manuscript.* 1957.
52. M i h á l t z I.: Évvégi zárójelentés a M. Áll. Földtani Intézet megbízásából a szegedi Tudományegyetem Földt. Intézete által 1957-ben végzett vizsgálatokról. (Schlußbericht über die im Auftrage des Ungarischen Staatlichen Geologischen Institutes durch das Geologische Institut der Szegeder Universität durchgeföhrten Untersuchungen.) *Manuscript.* 1958.
53. M i h á l t z I. — F a r a g ó M.: A Duna—Tiszaközi édesvízi mészkőszödök. (Die Süßwasserablagerungen zwischen Donau und Theiß.) *Alföldi Tud. Int. Évk.* 1. Szeged, 1946.
54. M i h á l t z I. — U n g á r T.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. (Unterscheidung von fluviatilem und Flugsand.) *Földtani Közlöny*, 84. 1954.
55. P é c s i M.: Völgyfejlődéstörténeti és teraszmorfológiai megfigyelések a Dunavölgy bal partján Budapest és Baja között. (Beobachtungen über Talentwicklung und Terrassenmorphologie an der linken Seite der Donautal und zwischen Budapest und Baja.) *Hidr. Közl.* 30. 1950.
56. P é c s i M.: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Dunavölgy Pozsony (Bratislava)—Budapest közötti szakaszáról. (Neuere Beiträge zu Talent-

- wicklung und Morphologie des Donautalabschnittes zwischen Pozsony [Bratislava] und Budapest.) *Földr. Ért.* 5. 1956.
57. Pécsyi M.: A magyarországi Duna-teraszok párhuzamosítása a Bécs környéki és a vaskapui teraszokkal. (Parallelisierung der ungarischen Donauterrassen mit den Terrassen um Wien und beim Eisernen Tor.) *Földr. Közlemények*, 5. 1957.
58. Pécsyi M.: Kalocsa és Kecel—Kiskőrös környékének geomorfológiai kérdései. (Geomorphologische Probleme der Umgebung von Kalocsa und Kecel-Kiskőrös.) *Földrajzi Értesítő*, 6. 1957.
59. Pécsyi M.: A Dunavölgy magyarországi szakaszának kialakulása. Kandidáusi értekezés. (Entwicklung des ungarischen Donautalabschnittes. Kandidatur-Dissertation.) *Manuskript*. 1958.
60. Pesty L.: Az ártéri alacsonyabb terasz folyóvízi homokrétegeinek mikro-mineralogiaja. (Mikromineralogie der fluviatilen Sandablagerungen der unteren Auerterrasse.) *Manuskript*. 1959.
61. Pittioni, R.: Der Beitrag der Radiokarbon-Methode zur absoluten Datierung urzeitlicher Quellen. *Forschungen und Fortschritte*, 31. 1957.
62. Richthofen, F. v.: China. Berlin, 1874.
63. Salamon Á.: A szekszárd-palánki avar temető. (Der Awarenfriedhof von Szekszárdpalánk.) *Manuskript*. 1959.
64. Sümegehy J.: A Tiszántúl. (Das Land jenseits der Theiß). Budapest, 1944.
65. Sümegehy J.: A Duna—Tisza-csatorna dunaharaszti szakaszának kutatófúrásai. (Die Schurfborhungen im Abschnitt bei Dunaharaszti des Donau—Theiß-Kanals.) *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1945—47-ről. Budapest, 1951.
66. Sümegehy J.: A Duna—Tisza-csatorna Alsónémedi—Sári szakaszának kutatófúrásai. (Die Schurfborhungen im Abschnitt zwischen Alsónémedi und Sári des Donau—Theiß-Kanals.) *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1945—47-ről. Budapest, 1951.
67. Sümegehy J.: Földtani adatok a Duna—Tisza köze északi részéről. (Geologische Angaben zur Kenntnis des nördlichen Zwischenstromlandes von Donau und Theiß). *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1948-ról. Budapest, 1952.
68. Sümegehy J.: A Duna—Tisza közének földtani vázlata. (Geologische Skizze des Zwischenstromlandes von Donau und Theiß). *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1950-ről. Budapest, 1953.
69. Stefanovits P.: Az Alföld talajnemei és azok eredete. (Die Bodenarten der Tiefebene und ihre Entstehung). *Alföldi Kongresszus*, Budapest, 1953.
70. Stefanovits P.: Magyarország talajai. (Die Bodenarten Ungarns.) Budapest, 1956.
71. Stieber, J.: A szekszárdi későskori lelet fasznímaradványai. (Die Holzkohlenreste des Szekszárder spätpaläolithischen Fundes.) *Manuskript*. 1959.
72. Szabó J.: Egy kontinentális emelkedés és süllyedésről Európa délkeleti részén. (Über eine kontinentale Senkung und Steigung im Südosten Europas.) *M. Tud. Akad. Évk.* 10. Pest, 1862.
73. Szabó J.: Szekszárd környékének földtani leírása (Die geologische Beschreibung der Umgebung von Szekszárd.) *M. Földtani Társulat Munkálatai*, 2. 1863.
74. Szabó J.: Földtani jegyzetek Batina-Bán és a mohácsi szigetről 1865 április 3—5. (Geologische Notizen über Batina-Bán und die Mohácer Insel.) *Földtani Társulat Munkálatai*, 3. Pest, 1867.
75. Szabó P. Z.: A Délnyugat-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. (Die Probleme der Reliefgestaltung im südöstlichen Transdanubien.) *Dunántúli Tud. Gyűjt.* 13. Pécs, 1957.
76. Szádeczky-Kardoss, E.: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. *Sopron*, 1938.
77. Sziárd J.: Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. (Geomorphologische Beobachtungen in der Umgebung von Kiskőrös und Paks.) *Földrajzi Értesítő*, 4. 1955.
78. Tóry K.: A Duna és szabályozása. (Die Donau und ihre Regulierung.) Budapest, 1953.

79. Treitz P.: Jelentés az 1892. év nyarán végzett felvételről. (Meldung über die Aufnahmen im Sommer 1892.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1892-ről. Budapest, 1893.
80. Treitz P.: Felvételi jelentés az 1896. évről. (Meldung über das Aufnahmejahr 1896.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1896-ról. Budapest, 1897.
81. Treitz P.: Fülöpszállás környékének talajviszonyai. (Die Bodenverhältnisse der Umgebung von Fülöpszállás.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1898-ról. Budapest, 1900.
82. Treitz P.: Fülöpszállás és Solt környékének talajviszonyai. (Die Bodenverhältnisse der Umgebung von Fülöpszállás und Solt.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1899-ról. Budapest, 1901.
83. Treitz P.: Szabadszállás határának talajviszonyai. (Die Bodenverhältnisse der Umgebung von Szabadszállás.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1900-ról. Budapest, 1902.
84. Treitz P.: Dunavecse, Apostag, Szalkszentmárton vidéke. (Die Umgebung von Dunavecse, Apostag und Szalkszentmárton.) *M. Kir. Földt. Int. Évi Jel.* 1901-ról. Budapest, 1903.
85. Treitz P.: A Duna—Tisza közének agrogeológiai leírása. (Agrogeologische Beschreibung des Zwischenstromlandes von Dunau und Theiß.) *Földtani Közlöny.* 33. 1903.
86. Urbancsek J.: Berettyóújfalu környékének földtani leírása. (Geologische Beschreibung der Umgebung von Berettyóújfalu.) *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1953-ról. Budapest, 1955.
87. Urbancsek J.: A Hortobágy földtani képződményei. (Die geologischen Bildungen der Hortobágy.) *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1953-ról. Budapest, 1955.
88. Vadasz E.: Földtani szakirodalmunk hagyományterheltsége. (Unsere durch Überlieferungen belastete geologische Literatur.) *Földtani Közlöny.* 85. 1955.
89. Vértes L.: A szekszárd-palánki ártéri terasz és őskőkori leletei. (Die Aueterrasse von Szekszárdpalánk und ihre spätpaläolithischen Funde. *Manuskript.* 1959.
90. Zeuner, F. E.: Dating the Past. *London,* 1952.
91. Zolyomi B.: Tízezer év története virágporszemekben. (Die Geschichte von zehntausend Jahren in Blütenstaubkörnchen.) *Term. Tud. Közl.* 68. 1936.
92. Zolyomi B.: Magyarország növénytakarójának fejlődéstörténete az utolsó jégkorszaktól. (Die Entwicklungsgeschichte der ungarischen Pflanzendecke seit der letzten Eiszeit.) *M. T. A. Biol. Oszt. Közl.* 1. 1952.

ON THE PROBLEM OF THE HUNGARIAN MEDIAN "MASSIF"

E. VADÁSZ

Geological Institute, Eötvös University, Budapest

(Received 1960 August 31.)

SUMMARY

In its present state of landscape development, Hungary is a basin dissected by hill chains and low mountains of variable structure, approximating the height of 1000 metres only at a few points. From the point of view of crustal structure, it can be subdivided into a Palaeo-Mesozoic substructure, a Palaeogene-Neogene cover formation and its continuation on the bottom of or in the basins, where it is likewise underlain by a Palaeo-Mesozoic basement. It is no uniform block, neither a contiguous "massif", but a dissected Variscan basement between the Alpine-Carpathian and Dinaric ranges, having a Neoide superstructure. Its Palaeozoic and Mesozoic, of Alpine facies but of a much simpler structure, are of key importance within the Alpine-Carpathian orogeny. The Palaeozoic-Mesozoic ranges themselves are of variable facies and structure, with vergencies directed towards the south here and towards the north there, with the variation of block-faulted, overthrust, imbricated and faulted-fold structures, mostly of compressive nature. The individual range sections are bordered against each other by zones of dislocation, showing intense motion even in the youngest phases of orogeny.

The critical analysis of our knowledge concerning the geological build of Hungary yields the recognition that the area of the Hungarian Basin is no "massif" or block unit, and even less a shield, and the designation "intermeide" (median-mass, median-range) meaning a regularly recurring structural unit on the middle line of the bilateral Alpine orogeny, is rather misleading in this respect.

Up to lately, a comprehensive summary of the special studies on the geology of Hungary was lacking, especially as regards crustal structure. The first attempt to fill this gap was the present author's "*Geology of Hungary*", published in 1953, and restricted to the territory of this country. In the second edition, published just now, the contents of the first edition were supplemented with the stratigraphical, tectonical and palaeogeographical data published since, and moreover, with the data of foreign literature concerning the Hungarian Basin.

In its present development, the Hungarian landscape is dominated by a basin, intersected by hill chains and mountain ranges of variegated geological structure; from the point of view of crustal structure, the country has a Palaeo-Mesozoic substructure and a Palaeogene-Neogene cover formation which extends also to the bottom of and into the basins and is overlain there by a Neogene basin filling. The basins are likewise underlain by a Palaeo-Mesozoic basement. When all is said, the structure consists of a Variscan basement with a Neoide superstructure, caught between the Alpine-Carpathian and Dinaric orogenic belts. Analyzing the modes of movement of its cratogene structural elements by the categories of time, space and substance, taking into consideration the orogenic phases of the Alpine system, with special attention to the continuity or discontinuity of sedimentation, the remarkable trait is observed that there occur significant sinkings and basin formations at the time of orogenic paroxysms. It is especially striking that in the Hunga-

rian Basin there occurred as late as in the Pannonian (Attican-Rhodanian) phase, and partly even in the Pasadenian-Walachian and eventually in the Bakinian-Baltian phases, intense overthrusting on the mountain margins and coherent sinking and rising movements in the basins. A consequence of these movements is the youth of the general relief (Pleistocene to early Holocene).

Among our mountain and hill ranges we distinguish the Transdanubian Mountains, the mountain group of Baranya County (Mecsek, Villány, Harsány Hill), the Börzsöny, Cserhát, Mátra and Bükk Mountains, the Uppony-Rudabánya range, the fault block group of the Bódva valley and the karst area along the border in Gömör County. The more important opinions proposed up to now concerning their structural relationships will be summarized below.

In their spatial arrangement, the low mountains of Hungary, approximating the height of 1000 metres only in some points, were considered in the pertinent older literature to form the forerunners of the Alps. In the first volume of "Das Antlitz der Erde" (p. 303) E. Suess considered the Hungarian Mountains to be a digitation of the Alps, branching off south of the Bacher Mountains, situated on the inner side of the Carpathians, north of Lake Balaton, and characterized by a northward direction of movements. In the opinion of Suess, the Bükk Mountains belong, too, to this inner Carpathian zone, which foundered along a line parallel with Lake Balaton. The tangential movement of the Hungarian Mountains is identical with that of the Alps. Suess indicates in the southern part of Transdanubia, beginning at Pécs, evidently comprising the Mecsek Mountains, and ending near Zagreb, across the frontier, a bigger independent structural unit differing from the Alps in structure as well as stratigraphy.

From the geomorphological point of view, Suess's statements are valid up to this day, although he was in no position to have a detailed knowledge of the structural features and sedimentary facies. In one of the notes in part 2. of Vol. III. he mentions that according to research by L. Lóczy and Arthaber there occur in the southern part of the Hungarian Mountains traces of Dinaric facies (p. 231). He evidently meant the Triassic of the environment of Lake Balaton.

In his last work "The Geological Structure of Hungary" ("Magyarország földtani szerkezete", 1918), L. Lóczy sen. states "the inner circumference of the Hungarian Basin from the Pozsony (Bratislava) Gate to the Alduna (Gorge of the Southern Danube)" to consist of "ragged Alpine fragments". "The Miocene strata filling the basin are generally horizontal, having undergone posthumous faulting and slight folding only on the basin rims, especially on the southern one, and near the mountains emerging from the basin". He considers the eroded remnants of crystalline Palaeozoic along the western frontier to be the continuations of the central crystalline mass of the Alps and of the Bacher range. These last general statements were shown to be correct even by the latest detailed investigations.

In his tectonical revaluation of the Carpathians according to the nappe theory, V. Uhlig suggested in 1907 the Bükk Mountains to be a nappe of the Carpathian inner zone, of East Alpine facies. He considered the Hungarian Mountains to be a nappe, too. Between the Bükk Mountains and the Gemerides of Slovakia, he supposed the Vepor massif to be autochthonous.

Kobr, walking in the traces of Uhlig, interpreted the Hungarian mountain ranges in much the same way. Later on, in his grand concept of bilateral orogeny concerning the evolution of the Alps he considered the Hungarian area, and the Great Hungarian Plain (Alföld), respectively, to be the "internide" part, Zwischengebirge (median mass) of the belt of orogeny. This classification would mean that

the Alföld is a cratogenic area caught between the nappe chains of the Carpathians and Dinarids. The mountains emerging from the basin, like the Bakony, are "flat-lying blocks lacking serious disturbances"; concerning the autochthonous or "swimming" position of these he ventured no opinion (K o b e r, 1921).

In her morphogenetical position, embraced by the Alpine-Carpathian and Dinaric ranges, Hungary took in K o b e r's tectonical synthesis the part of "internide, median mass, Zwischengebirge"; this was then, in a morphokinetical interpretation, named "Tisia massif" by G y. P r i n z. This concept, lacking at first any nearer tectogenetical definition, has grown in the tectonical syntheses of the latest decades to be a characteristical tectogenetical element of the Alpine system, signifying one of the blocks or massifs recurring regularly at certain points of the folded range.

The "Zwischengebirgen" were characterized nearer by S t a u b as the eastern digitations ("virgation") of the Alpine chains. In his opinion, the classical Zwischengebirge of Europe is the Hungarian Basin between Carpathians and Dinarids, the "Pannonian massif". At the points of branching of the individual folded ranges, there occur less dislocated blocks interposed between the diverging fold chains.

Concerning the geological structure of Hungary, the Hungarian geologists have never acknowledged the nappe theory. We consider our mountains to be autochthonous. Concerning the nappe theory, L. L ó c z y s e n. took a firm stand in one of his posthumous works: "The art of geological hypothesizing and the modern tectonical nappe theories have in these secessionistic and cubistic times, overshadowed the ideas and thoughts of M o j s i s o v i c s concerning the Eastern Continent" (1924). "... the vertical movements which took place in parts of this extended area up to the development of the Neogene Alföld give an acceptable and simpler explanation for a number of phenomena which were thought up to now to be arguments in favour of the nappe theory".

In opposition to all this, F. P á v a i V a j n a has extended in one of his papers the Alpine-Carpathian orogenic structure to the "formations of the Hungarian-Croatian Mesozoic-Tertiary basin", too (1930). His starting assumption was that "the sediments are folded in the first place and that their folding is due mainly to the sinking and lateral underthrust of the ancient mountain belts forming the shores of that basin" ... "these belts, parallel to the arch of the Carpathians, repeat themselves a number of times in the Transdanubian and Alföld regions, too" ... "These sinking and rising belts, being dependent upon the Alpine-Carpathian orogeny, represent of course orogenic rather than epeirogenic movements". On this basis he imagines within the Alpine-Carpathian frame a "third, interior geosyncline" structure.

Of the statements concerning the geological structure of the Hungarian area, let us point out lastly the latest critical standpoint of E. K r a u s, one of the most advanced interpreters of mountain building (1951): "The Hungarian Basin is, as proved by deep-boring data, no extended geosyncline, and even less a root zone of Carpathian and Dinaric nappes. It is rather a non-uniform Mesozoic and Tertiary sedimentary complex, with a Germanotype instead of a geosynclinal structure. Only the Pannonian and Levantian sedimentary series are suggestive of a late foredeep. This is the southern part of the Tertiary North Alpine-Carpathian orogeny. As regards its position, this belt is in contact with the ENE-striking basin of the South Alpine structural suture ("Narbe").

"Beginning in the area of the Pseudogailtal Triassic, the fault-block ranges traverse the Ivanscica and go on towards the NE, towards the Dunazug Mountains

and the Germanotype Oligocene-Helvetian Mátra and Bükk Mountains, presumably as a weak branch of a common basin of sedimentation situated between the North and South Alpine orogenies, tapering off towards the east in the complicated structure of the consolidated Eastern areas".

In Kober's opinion the Zwischengebirge, forming part of the Internide, may be of orogenic structure, but more frequently block-faulted, cratogenic. As shown by the examples of the Iranian chains and the Hungarian Basin, it may be an elevated plateau as well as a foundered internal basin. The Zwischengebirge is the internal zone of the orogeny, separating the outward-vergent symmetrical fold chains. It is throughout the "hinterland", never the foreland of the orogenic belt. Its sedimentation consists of the more continental Alpine facies. Its abundant magmatism is mostly final, cratogenic, intermediary, with "mainly atlantic volcanism". The orogenic phases are indicated by general sinking and powerful transgression.

In his work "The tectonism and history of evolution of the Alpine geosyncline in the South European part of the Soviet Union and in the neighbouring countries", published in 1949, M uratov states the Hungarian Basin to be the germ of a platform structure, a syneclysis, formed within the already developed ranges of the Alpine area. This statement which is essentially valid for the Alföld Basin, does not refer to the structural nature of the mountain ranges emerging from the basin, neither to the relations of the same to the basin sediments.

A thorough study of the structural evolution and position of the "Pannonian central massif" of the Carpathians was made by S l a v i n (Geologicheski Sbornik, Lvow, 1958, pp. 75—83). Utilizing the Hungarian deep boring data and the available geological literature, and taking into consideration the relations of the Transylvanian basin, the Mti Apuseni, and the Banathian Mountains, he gave an apt synthesis of the inner Carpathian basin structures. In his opinion, between the folded ranges of the Carpathians and Dinarids, in the large area of the Zwischengebirge in the Koberian sense, it is possible to distinguish a basin basement and a Neogene basin filling. The older, late Palaeozoic, Mesozoic and Palaeogene rocks are gently folded, dissected by overthrust faults and, emerging in the form of horst-like mountain islands here and there, permit a glimpse into the substructure. The young Neogene formations occur in gentle folds or in undisturbed deposition. He defines this kind of tectonical structure as the characteristical build of the "Pannonian massif" situated between the folded mountain ranges and considers the appearance of such "median massifs" in a number of places within the folded mountain ranges to be a general law of tectonics. As pointed out by S l a v i n , these "massifs" are formed in the early stages of development of the geosyncline, and retaining their rigid (stable) state throughout the succeeding stages of orogeny, become as a rule areas of young sinking. The "median massif" takes part in the evolution of the geosyncline and influences the distribution of folding, also affecting metallogeny.

Essentially, we accept the pertinent characterization by S l a v i n which is in a good agreement with our structural profiles (Fig. 1); there arise only some differences of opinion as regards the interpretation of the "massif" concept and the details of sedimentation in connection with the geosyncline.

P e t k o v i c (1958) considers the structure of the Hungarian Basin likewise to be of a "Zwischengebirge" type, a "Pannonian massif" corresponding in facies to the Rhodope massif, and connected with the same through the crystalline of Rhodopian facies on the bottom of the depression situated south of the tectonical line running along the northern margin of the Zagreb Mountains, Fruska-Gora and

Versec Mountains. This submerged Pannonian crystalline was consolidated tectonically partly before and partly in the course of the Hercynian orogeny. Later on, it underwent a dissection by "disjunctive" processes. Concerning the Alpine-Dinaric boundary problem it is beyond doubt that the Pannonian massif wedges out towards the west, so that there is a structural suture ("Narbe") there, the exact position and tectonical role of which is, however, unknown.

The cited statements reflect the general outlines of the structural position of Hungary, derived from its position within Alps, Carpathians and Dinaric ranges. They have not, however, cleared in space and time the geological facies and development of the individual units of the Zwischengebirge, the structural features, the interrelations of the units and their relations to the basin filling. The modes of movement of the individual units, the dislocations due to these movements and the tectonical features may be cleared by special studies, in their sequence of formation and in their relations to the Alpine-Carpathian phases of orogeny. To the sum total of this knowledge is attached the consideration of the scarce Mesozoic and quite general Cenozoic volcanism of our country.

Hungary's role in the evolution of crustal structure

The geological structure of Hungary is of key importance in the relation of the Alpine-Carpathian orogeny. It follows from its intermediate position between the Carpathians and Dinarids that there are some transitional features of movement. The area is not uniform from the tectonical point of view, consisting of the interchange of dissected fragments of Variscan substructure and Mesozoic superstructure, bordered against each other by zones of dislocation and showing differences in their mechanism of deformation. The range of the Transdanubian Mountains is, along

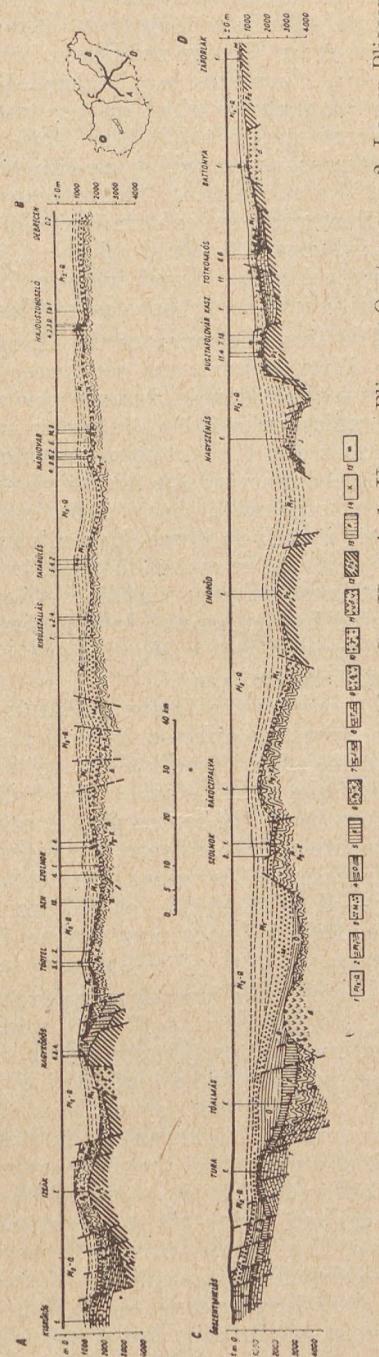


Fig. 1. Structural profiles of the Hungarian basin basement. After Gy. Kerai. 1. Upper Pliocene-Quaternary, 2. Lower Pliocene, 3. Miocene, 4. Oligocene, 5. Eocene, 6. Paleogene-Cretaceous, 7. Jurassic, 8. Triassic, 9. Basic magmatics, 10. Granite, 11. Diorite, 12. Palaeozoic, 13. Permian, 14. Oil, 15. Natural gas

the line of Lake Balaton and Lake Velence, continued south of the Mátra Mountains, separated by a shear fault from the range of the Bükk Mountains, of different facies and structure. On the northwest, beneath the Little Hungarian Plain, the Transdanubian Mountains are bordered by a submerged crystalline basement range, the continuation of which may be traced beneath the Börzsöny Mountains towards the Vepor massif in Slovakia. This range is decidedly the innermost part of the Carpathians, as proved by the circumstance that from the shear fault south of the Mátra Mountains up to the northern country border, the Miocene gravels covering the submerged zone contain beside crystalline material exclusively pebbles of Carpathian Mesozoic rocks. On the west, in the gravel beds near Sopron, we find correspondingly Alpine material, while in the north, along the Slovakian border in Nograd County, there occur pebbles of Carpathian-type Triassic.

The Mesozoic range of the Hungarian Mountains can be traced beneath the basin filling towards the southwest in the deep-borings of Zala County, which have traversed Triassic, Jurassic, and upper Cretaceous strata and lately a basement of Devonian dolomite, up to the country frontier, and further towards the Bacher Mountains and the southern ranges of the Eastern Alps and the Graz Basin.

On the inner side of this Mesozoic range, in the southeastern foreland of Lake Balaton, beneath the basin sediments, there occur crystalline rocks (phyllite and granite), as well as lower Carboniferous and crystalline Devonian (Szabadbattyán) folded against the crystalline and, in some of the later borings, upper Carboniferous limestone with Fusulines (Karád, Buzsák). If we place the limestones traversed by the borings Inke 9 and Igál into the Palaeozoic, too, then this crystalline and Palaeozoic range continues towards the west, up to the frontier, without interruption.

Structurally the Mesozoic of Alpine facies of the Hungarian Mountains is a range with movements directed towards the south, with a structure much simpler than that of the Alps, thrust-faulted, or even block-faulted in the northwest, with weak traces of the South Alpine basic Triassic volcanism. The reason for this simpler structure has to be looked for, in our opinion, in the mentioned rigid crystalline range south of Lake Balaton. Nor can the Bakony Mountains be regarded as a "South Alpine range of Cretaceous folding", as expressed in an earlier work by Winkler — Hermann (1923). According to Cornelius (1953), the Southern Alps end towards the northeast in the "gently folded" Hungarian Mountains.

Farther south, in the Mecsek Mountains, surrounded by crystalline ranges, we find a Mesozoic superstructure of fault-folded, imbricated structure, with a significant thrusting towards the south and with an early Cretaceous basic volcanism. Its continuation towards the east is to be presumed through the entirely identical Jurassic facies of the Kiskőrös boring, complete with trachydolerite, and the similar Liassic of the Nagyszénás well. Its northern margin, indicated by traces of Muschelkalk and of the Werfenian in the Szekszárd boring, overlying the granite margin, as well as by traces of the phyllite margin in the Györe boring, is shifted towards the north in the Alföld, as proved by the Izsák boring. The Triassic limestone can be recognized in the Helvetic conglomerate of Mecsek facies traversed by the boring of Kurd, too. It is remarkable that the Jurassic cores of the Kiskőrös boring have exhibited an uncertain dip of about 10 to 20 degrees, whereas on the northern flank of the Jurassic range of the Mecsek Mountains there occur intense dislocations, with steep imbrications and steeply dipping strata. Nevertheless, there is no proof at all against the autochthony of the Mecsek Mountains. Its intense south-trending movements manifested themselves by folding and faulting in the Austrian phase

of orogeny, by faulting and partial submergence in the Styrian phase, and by intense overthrusting in the Attican, with the Meso-Palaeozoic thrust locally above the Helvetian and Pannonian in the southern and northern zones of dislocation of the mountain range.

As regards its position, the Mecsek Mountains can be regarded as one of the Eastern digitations of the Southern Alps. However, it cannot be immediately parallelized with the same, being separated from it by a crystalline zone, demonstrated by borings, in the basin basement. The Mesozoic facies are also different; the lower Liassic coal deposits are of the Gresten facies, the higher Liassic members are developed in the Fleckenmergel facies, showing north Alpine reminiscences. The lower Cretaceous connected with the volcanism is likewise different, a local near-shore facies. Towards the east, we find a similar range, facially as well as structurally, in the Triassic and Jurassic of the Bihar Mountains, without, however, a possibility of full parallelization.

An even more difficult problem is the establishing of the relations of the southernmost mountain island of Transdanubia, the Villány Mountains. Its facies differ from those of the Mecsek Mountains, from which it is separated by a granite and crystalline subsurface range. Because of its incomplete stratigraphy and overthrust-imbricated structure it is the most complicated part of the Hungarian mountain ranges. By its position it ought to belong to the Southern Alps, but the sense of its movements is directed towards the north, with south-dipping overthrust fold flanks. The movements are presumably Austrian or Subhercynian, eventually with the development of the overthrusting in the Attican phase. The latter movement can be, just like in the Mecsek mountains, retraced in all probability to the sinking and underthrusting of the granite mass situated in between. From the Dinarids, the Villány Mountains differ in sedimentary facies as well as in the time of occurrence of the movements.

The Villány Mountains plunge towards the east beneath the basin sediments. Near Báta and Mohács, the Anisian limestone crops out in the bed of the Danube, which occurrence may be part of an overthrust fragment on the granite margin, just like the repeated overthrusts demonstrated by borings in the plain south of Pécs. The borings near Madaras on the southern frontier have found in Helvetian conglomerate pebbles of Mesozoic and Permian rocks of Mecsek facies, have traversed upper Cretaceous strata and ended in crystalline schists. East of the Tisza River, in the Tótkomlós deep boring, the Daonella — bearing limestone and dolomite resemble the Triassic facies of the Bihar Mountains, and cannot be connected with the Mesozoic strata of the Villány Mountains. Beneath the Alföld, we presume at present along the southern frontier the presence of a crystalline basement (Pusztaföldvár, Battanya, Madaras). Further south, in Jugoslavia, in the Becej deep boring on the Danube a flysch-like upper Cretaceous (Cenomanian) complex was observed below Tortonian strata, likewise over a crystalline basement.

All this suggests that the mountain ranges occurring in the Pannonian basin part (i. e. in Transdanubia) possess indeed some Alpine connections, but rather vague ones due to the dissection and submergence of the Alps in the east. The much simpler structural development of the Transdanubian Mountains is a striking difference against the Alps, with some resemblances at any rate to the simpler structure of the Southern Alps. There is no metamorphism, the magmatism being disproportionately weaker. Towards the east the mountain islands of the Pannonian Basin continue beneath the Great Plain, too. Their further continuations east of the Tisza River show, according to the borings performed hitherto, a somewhat

different development, bearing some resemblances to the Bihar Mountains in the broader sense, the "Apuseni mountain system", consisting of the Bihar (Bihor), Bél Mountains (Kodru Moma), Királyerdő (Pădurea Craju lui) and of the Gyalu Mountains (Gilău). Accordingly, the eastern continuations of the Transdanubian Mountains seem to be intersected around the line of the Tisza River by a structural borderline or at least by a line of facies changes (Fig. 2).

The geological facial and structural relations of this system of mountains were cleared by earlier Hungarian geological investigations, and their position within the Carpathian system was summarized in a grand work by P. R o z l o z s n i k (1936). He distinguished in the Apuseni system two partial geosynclines. The one is the Bihar Geosyncline encompassing the Kodru Moma and the Királyerdő, the other one is that of the Transylvanian Ore Mountains. The main tectonical lines of the Bihar unit are parallel with those of the Northeastern Carpathians, those of the Ore Mountains unit (Southern Bihar, Hegyes Drócsa) with those of the Southern Carpathians. The structural units of the Bihar unit are beheaded thrust sheets over a basement of crystalline schists. They possess a complete Mesozoic series developed in two different facies. The Bihar facies is an offshore, the Bél facies an open-sea one. According to R o z l o z s n i k, in case the Bihar geosyncline was a symmetrical feature, there ought to follow another offshore facies opposite the Bihar facies, in the west, in the zone submerged at present beneath the Hungarian Plain. This idea was corroborated by the data of the drillings effected since (Tótkomlós, Kiskörös, Nagyszénás, Madaras), in the area extending to the Mecsek Mountains. R o z l o z s n i k has pointed out further that of the Bihar and Bél areas of essentially heteropic facies, the Bél zone was laid dry by the emergence at the end of the Jurassic, leading to the bauxite formation at the beginning of the Cretaceous connected therewith, which manifested itself also in the bauxites of Nagyharsány and of the Bakony Mountains, whereas in the Bihar area a Cretaceous series of great thickness comprising the upper Cretaceous was formed.

The different structures and sedimentary series of the southern ranges, Hegyes Drócsa, Transylvanian Ore Mountains and the Torda-Torockó range are of no closer relation to our topic.

A similar structural borderline may be distinguished in the north, beyond the farthest northeastern blocks of the Hungarian Mountains, against the range of the Bükk Mountains, differing in structure and sedimentation. This structural delimitation took place presumably at the time of the main phase of folding of the Carpathians. This northern structural lineament passes along the continuation of the border of the West Hungarian crystalline mass situated beneath the Little Plain, beneath the Börzsöny Mountains and through Northern Nógrád around Salgótarján and Balassagyarmat, between the Bükk and Uppony Mountains towards the Slovakian Vepor Mountains. The rather vague line bordering the Triassic facies of Transdanubia against the Bükk facies is situated somewhere between Tura and Gyöngyös, in the southern foreland of the Mátra Mountains. The grey limestone with calcite veins of the Tura boring (1633 metres) reminds of the Triassic of the Bükk Mountains, whereas the limestone found in the Gödöllő boring (1893 to 1932 metres) is decidedly the Dachstein limestone of the Buda Mountains. The basin basement near Jászberény and Szolnok bears reminiscences to the Triassic of the Bükk Mountains.

The imbricated and folded range of the Bükk Mountains as well as the structurally separated overthrust range of the Uppony-Rudabánya range may be regarded as a zone of powerful Germanotype tectonics, representing a transition towards

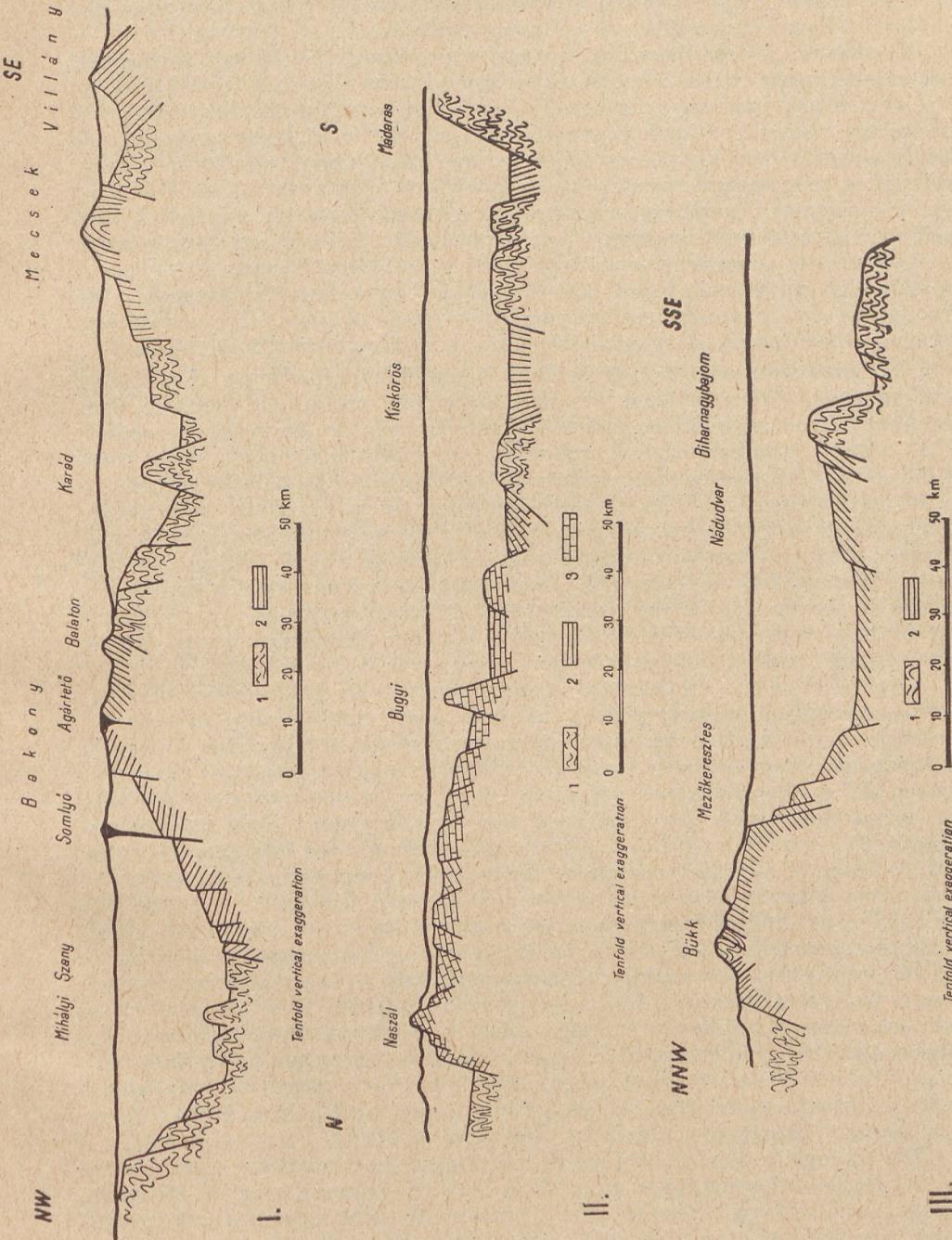


Fig. 2. Profile sketches of the Hungarian basement relief. Symbols: I: 1. Metamorphics, 2. Mesozoic, II: 1. Metamorphics, 2 – 3. Mesozoic. III: 1. Metamorphics, 2 late Palaeozoic and Mesozoic.

the Carpathians. The south-vergent movements coinciding with the Savian phase of orogeny have brought about an overthrusting of the older formations upon the Oligocene (Darnó dislocation zone, Uppony-Rudabánya).

The karstic Triassic limestone between Aggtelek and Szin forms a part of the block-faulted plate of the Gémerids. The Gémerids, the innermost belt of the Carpathians, are of a simpler structure, reminding the Southern Alps. Folding and nappes are lacking, there occur south-vergent disharmonic horizontal dislocations instead, mostly along the bedding planes. The latter are manifested in the lower Triassic, underlying the more rigid limestone plate, in the form of powerful folding, fold ejection and shearing (Rudabánya-Perkupa), whereas the limestone complex is characterized by a faulted structure. The resemblance to the Southern Alps is borne out by the basic volcanism (serpentine, diorite gabbro), too. The age of the movements is that of the main phase of folding of the Carpathians, the Austrian, with synorogenic or eventually postorogenic sub-volcanic activity. The movements bringing about the south-vergent imbrication took place in the Savian phase.

The Carpathian connection of the Bükk Mountains and the Uppony-Rudabánya range fragments is more evident in sedimentation, but especially in structure, than the Alpine connections of the ranges in Transdanubia, or the facial connections of the eastern basin basement. It was shown above that in the northeastern parts of the country, there occur no structural differences from the Bükk Mountains up to the northern frontier. Here, the northern mountain ranges adhere more closely to the Carpathian fold ranges and possess accordingly the farthest-developed Germanotype imbrications and overthrusts, with Variscan (Pfalzian) folding, Mesozoic sheets thrust against the folds in the Austrian phase and further structural development in the Savian. On the northeastern Slovakian frontier, the Carboniferous beds of the Variscan remnants of the Zemplén mountain islands pass over the border and crop out locally to the surface from beneath the andesite complex.

Towards the south, the details of the nature of the basin basement are unknown, but the presumable continuation of the same, the "Apuseni mountain system" consists, as mentioned above, according to the findings of Hungarian geologists, of Alpine-type nappes of east Alpine facies. Concerning their position in the Alpine system, different opinions were proposed. Let us cite in this respect the contents of a private letter of L. Lóczy sen., the first important investigator of the area, to I. Vitális in 1916: ... "The massifs (cores) of the East (Styrian) Alps and the Carpathians play thoroughly different roles. I regard the latter to be autochthonous Variscan islands, but strongly faulted and overthrust, with NW-SE, NNW-SSE and NNE-SSW-striking fissures, graben structures, dislocated horsts. In the Variscan horsts, too, the movements, faulting and emergence went up to the Oligocene. The unit corresponding symmetrically to the northwestern inner cores of the Carpathians is the Kodru massif, in the highs of NW-SE strike of which there occur the same Subtatic facies as in the northwest. Permian quartzites, Kössen strata, Gresten strata, Liassic and Jurassic are accompanied by interbeddings of Bakony facies and are thrust into each other. Here, there is a parallel alignment of Carpathian and East Alpine, Bakony and South Alpine facies. There is no trace of nappes come from far away..."

The concepts of L. Lóczy cited here were in their main lines corroborated by the detailed interpretations of P. Rozložník concerning the structure and mountain building of that area. In his opinion the structures of the mountains which have developed out of the Bihar geosyncline are not of a German or Saxon type. These are characteristic Austrian orogenic structures with beheaded nappes.

The position of the Bihar mountain groups within the Alpine-Carpathian frame has interested a number of scientists from the point of view of the nappe theory. S t a u b considered them to be an upper East Alpine (Oberostalpin) nappe. K o b e r represents the paraautochthonous nappe formations of the Bihar group as the eastern lateral members of the Internide. M r a z e c regards the crystalline schist complex to belong to the median mass (1933). Of the different interpretations of the structural development, that of P. R o z l o z s n i k seems to be the most acceptable one. In his opinion "the Alpine orogeny was developed in an area of heterogeneous build, in which there occurred beside belts of higher mobility also some masses which were more rigid in the tectonical sense. Because of the non-uniform development of the Alpine-Carpathian area before the Permian, the evolution of the Alpine geosyncline was different in the different areas, too." ... "The geosyncline became shallow and within the Transylvanian area it was resolved into branches and partial geosynclines".

It is worth mentioning that in the Drócsa range of the Munti Apuseni, V. C. P a p i u has demonstrated a monoclinal imbricated structure, formed by a simple definite underthrust, instead of nappes (1953). The crystalline zone of the Hegyes-Drócsa borders on the central and northern Cretaceous sediments of the Maros ranges, with basic volcanics.

Let us mention finally that in S t i l l e's latest synthesis the Apuseni mountain system appears as a "Bihar geosynclinal" feature of mostly Alpine resemblances, with initial volcanism, belonging to the Carpathian orotectonical system. This western mountain range branching off the Maros geosyncline forms part of the "Banat Carpathians", from which it juts out spur-fashion towards the north, into the "hinterland" of the Carpathians. The Apuseni system — as defined by R o z l o z s n i k — is part of the Variscan base situated between the Gyalu Mountains and the Pojana Ruszka which was — according to S t i l l e — exceptionally developed (regenerated) to the Alpine stage.

The extended flysch zone at the base of the Alföld basin, occupying the central part of the Alföld almost up to the Danube line, is according to I. K ó r ö s s y a flysch of Carpathian development which contacts the inner Carpathian flysch belt presumably by passing beneath the enormous Miocene volcanic complex and into Slovakia. On the east and south it is bordered by crystalline ranges. Structurally it is situated between the Bükk Mountains and the Variscan zone of the Zemplén Mountains. The latter is a Variscan unit of the Carpathian "hinterland", situated beyond the Hernád line, comprising the Slovakian mountain islands and continuing beneath the Gemerides and the andesite range of Tokaj down to Miskolc. However, this connection does not imply that the area of the Transylvanian geosyncline is the root zone of the Carpathian nappes, as was assumed by U h l i g and pointed out to be impossible already by P. R o z l o z s n i k. In this sense, S t i l l e's "Szamos lineament" is situated much farther south, along the line connecting the Réz Mountains with Miskolc, separating the western mountain ranges from the eastern facies.

The different Neoide structures of the Hungarian Mountains are throughout in tectonical contact with the above-surface parts of the Hercynian-Variscan basement, along young and rejuvenated longitudinal main tectonical lines. These are mostly compressive, with overthrusts and often with upthrusts of smaller size. The repeated orogenic movements have in the final reckoning significantly reduced the original extension of the Mesozoic sedimentary basins in the transversal sense, even in the case of block faulting. Significant dilatory movements occur only on

the margins of the mountains and on the rims of the basins (blocks of Vác and Csővár). This structural conception is evident, quite independently of our line of thought, in the profiles of Slavín, too (Fig. 3).

In the introduction we have mentioned that of the structural units defined by Kober, the Internide is a cratogene internal mass in the hinterland of folded mountain ranges of Alpine structure. Accordingly, the area of Hungary is the hinterland of the Alps, Carpathians and Dinarids. We do not wish to enter into details here concerning the much debated problem of the nappe structure of these mountain ranges. We have to point out, however, the remarkable result of the latest critical examinations, namely that the folds and complicated nappes of the East Alps as well as of the Western Carpathians have proved to become less complicated toward the south, i. e. towards the cratogene Internide. We have pointed out this fact with respect to the Southern Alps and the Gemerids, but it is also valid in the Dinarids.

According to the facts stated hitherto, the geotectonical position of Hungary in its situation between the Alpine, Carpathian and Dinaric ranges cannot be reconciled with the "Centralide, Metamorphide and Externide" members of Kober's bilateral orogeny theory. As a further step, the problem whether the concept "internide" is justifiable arises, too.

In the Hungarian geological literature it became a custom after Lóczy and Prinz to oppose the Hungarian massif, the assumed uniform Tisia mass beneath the Hungarian basin, to the ranges of the Carpathians. However, as it was pointed out already by Rozlozník, this sharp opposition of the Carpathian ranges and the ancient Hungarian mass is obsolete. "We have seen that since the Variscan orogeny it is unwarranted to speak of a mass of uniform behaviour. Furthermore, even the Variscan basement was dismembered into fragments of unequal mobility." The different behaviour and interrelation of these fragments in space and time can be interpreted in a number of ways.

On the basis of what has been said above we consider the separation of an Internide unit, and especially the sharp distinction of the same from the Centralide, to be superfluous and unwarranted. We see here the tectonical differences of ranges of identical development but of different mobility. Such are found within the Alpine nappe units, too, considering the simpler imbricated structure of some of the ranges. The position of the ranges, their exposition to the tectonical forces, or more sheltered situation, due to local circumstances, merits more attention even in generalizing syntheses.

No matter which explanation we accept, it is a fact that the Internide in the Koberian sense is not uniform, but consists of ranges diverging towards the East, towards the Great Plain, consisting in their turn of different structural units. Consequently, they cannot have produced in their relation to the Alpine-Carpathian frame an active compressive force, considering that in their zonal arrangement on the basin bottom, being relatively mobile with respect to each other, they underwent no common movement. In the formation of the arc of the Carpathians the bending moment must be due to the external foreland, and the "Internide" could have exerted only a passive force of reaction. In the development of the imbrications and nappes, and especially in bringing about the divergence of the fold chains, this internal mass could have played a more active role.

There arises further the problem of the connection of the crystalline base-
ment of the Alföld towards the south with the Rhodope massif, with the

"Eastern continent" of older geological literature.

Kober regarded the Rhodope Mountains together with the foundered fragments of the Pannonian massif as the type of the Zwischengebirge (1932). In the course of our analytical studies we have obtained the conviction that this subsurface structural unit was, as pointed out by Petković, consolidated in the Hercynian orogeny and broken up already in the Permian, into separate fragments separated by Mesozoic and Tertiary seas, with movements directed southwestward in the Dinarids, southward and southeastward in the Pannonic ranges, towards the north in Villány, and towards the Northeast in the Carpathides of the Hungarian Basin.

By a general outline of the structural position of Hungary according to the present state of our knowledge we have intended to point out that the tectogenetical investigations of details may also contribute to the discovery of general relations. In the sense of dialectical materialism no phenomenon can be explained by itself, only by the joint investigation of all the factors, and only an analytical systematization may lead to the proving or disproving of any theory.

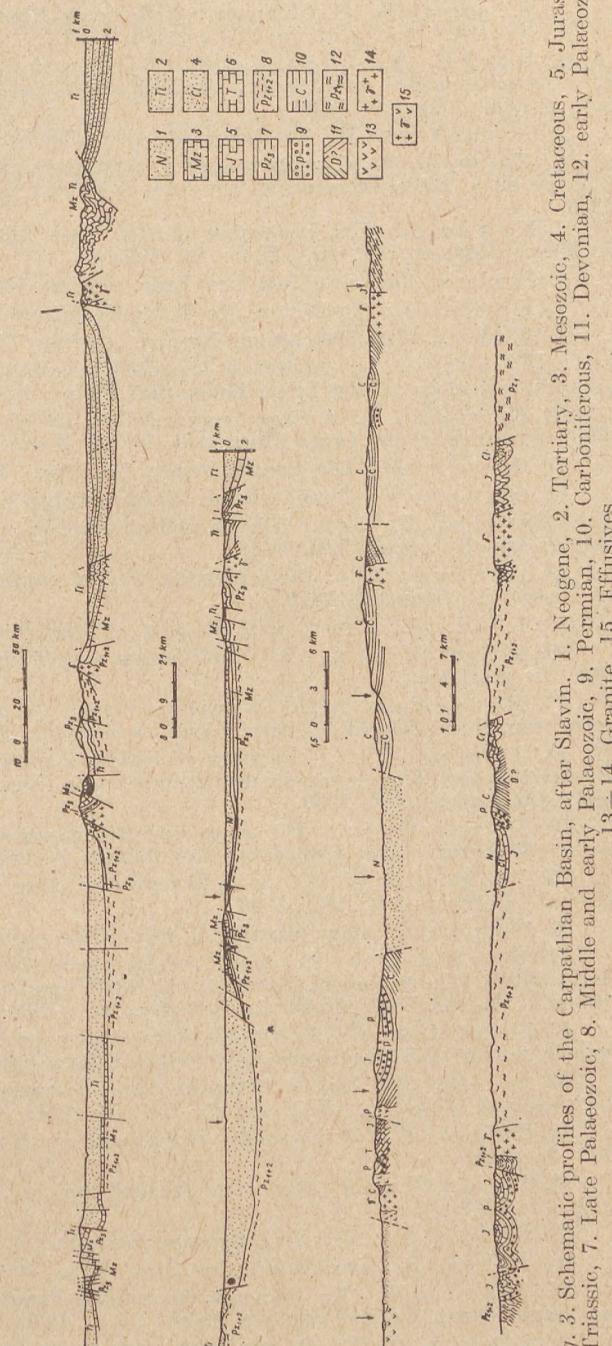


Fig. 3. Schematic profiles of the Carpathian Basin, after Slavín. 1. Neogene, 2. Tertiary, 3. Mesozoic, 4. Cretaceous, 5. Jurassic, 6. Triassic, 7. Late Palaeozoic, 8. Middle and early Palaeozoic, 9. Permian, 10. Carboniferous, 11. Devonian, 12. early Palaeozoic, 13-14. Granite, 15. Effusives

REFERENCES

1. Aderca, B. M.: Structure géol. de la Roumanie d'après les publications de M. Ilie. *Bull. Soc. géol. de Belgique*, **82**. 1959.
2. Böckh, H., Lees, G. M., Richardson, F. D. S.: Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian ranges (in Gregory, J. W.: The structure of Asia, London, 1929).
3. Cornelius, H. P.: Grundzüge der allgemeinen Geologie. Wien, 1953.
4. Hain, V. E.: О глыбово-волной (складчато-глыбовой) структуре земной коры (On the block-folded structure of the Earth's crust.) *Bull. Mosk. Obsch. Isp. Prir.* **33**. 1958.
5. Kober, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. *Denkschr. d. k. k. Ak. d. Wiss., Math.-naturw. Kl.*, Wien, **88**. 1912.
6. Kober, L.: Der Bau der Erde. Berlin, 1921.
7. Kober, L.: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. Beograd, 1952.
8. Kober, L.: Das alpine Europa. Berlin, 1931.
9. Kőrössy, L.: Adatok a Kisalföld mélyföldtanához. (Contributions to the subsurface geology of the Little Hungarian Plain). *Földtani Közlöny*, **88**. 1958.
10. Kőrössy L.: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. (The flysch-like formations of the Great Hungarian Plain.) *Földtani Közlöny*, **89**. 1959.
11. Kraus, E.: Die Baugeschichte der Alpen, I—II, Berlin, 1951.
12. Kraus, E.: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. Berlin, 1951.
13. Lóczy, L. sen.: Die Geomorphologie d. Umgebung d. Balaton-(Platten) Sees. *Geogr. Zeitschrift*, **XX**, 1914.
14. Lóczy L. sen.: Magyarország földtani szerkezete. (The geological structure of Hungary.) Budapest, 1918.
15. Lóczy L. sen.: Geol. Studien im westlichen Serbien. Berlin, 1924.
16. Mojsisovics, E.: Westbosnien und Türkisch-Croatien. *Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.*, 1880.
17. Mrasec, L.: L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. *Sbornik du Service géol. de la Rép. Tchécosl.*, **X**. 1933.
18. Papiu, V. C.: Cercetari geologice in masivul Drocea (Munții Apuseni). Recherches géol. dans le massif de Drcea (Monts Apuseni). *Bull. st. sect. de st. biol. agr., geopol., geogr.*, V. 1953.
19. Pávai Vajna F.: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlat. (The tectonical sketch of the Hungarian Mountains.) *Földtani Közlöny*, **60**. 1930.
20. Petković, K. V.: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. *Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt*, **101**. 1958.
21. Prinz Gy.: Magyarország földrajza. (Geography of Hungary.) Budapest, 1942.
22. Rozlozník P.: A Bihar-hegyséoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. (The tectonical position of the Bihar mountain group within the Carpathian system.) *Magyar Tud. Akadémia Értesítője*, **LV**. 1936.
23. Scheffer V.: Az erdélyi ósmasszívum problémája. (The problem of the ancient massif of Transylvania.) *Geofizikai Közlemények*, **VII**. 1958.
24. Stille, H.: Das mitteleurop. varisz. Grundgebirge im Bilde d. gesamt-europäischen. *Beihefte z. Geol. Jahrb.*, Heft 2, 1951.
25. Stille, H.: Der geotekt. Werdegang der Karpaten. *Beih. z. Geol. Jahrb.*, Heft 8, 1952.
26. Stille, H.: Die assyntische Tektonik im geol. Erdbild. *Beih. z. Geol. Jahrb.*, Heft 22, 1958.
27. Staub, R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin, 1928.
28. Suess, E.: Das Antlitz der Erde. Wien, 1909.
29. Slavin, V. I.: [Мезозойская история Карпат] (The Mesozoic history of the Carpathians). *Uchonie zapisski Mosk. Univ.*, 1956.
30. Slavin, V. I.: [О срединном паннонском массиве Карпат.] (On the Pannonian median mass of the Carpathians.) *Geol. Sbornik*, 5—6. Lvov, 1958.

31. Uhlig, V.: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. d. math.-naturw. Kl., XCVI.* 1907.
32. Vadász E.: Magyarország földtana. (The geology of Hungary.) *Budapest*, I. edit. 1953, II. edit. 1960.
33. Vendale M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, 51. 1958.
34. Winkler, A.: Über den Bau d. östlichen Südalpen. *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, 16. 1923.
35. Winkler-Hermann, A.: Geol. Kräftespiel und Landformung. *Wien*, 1957.

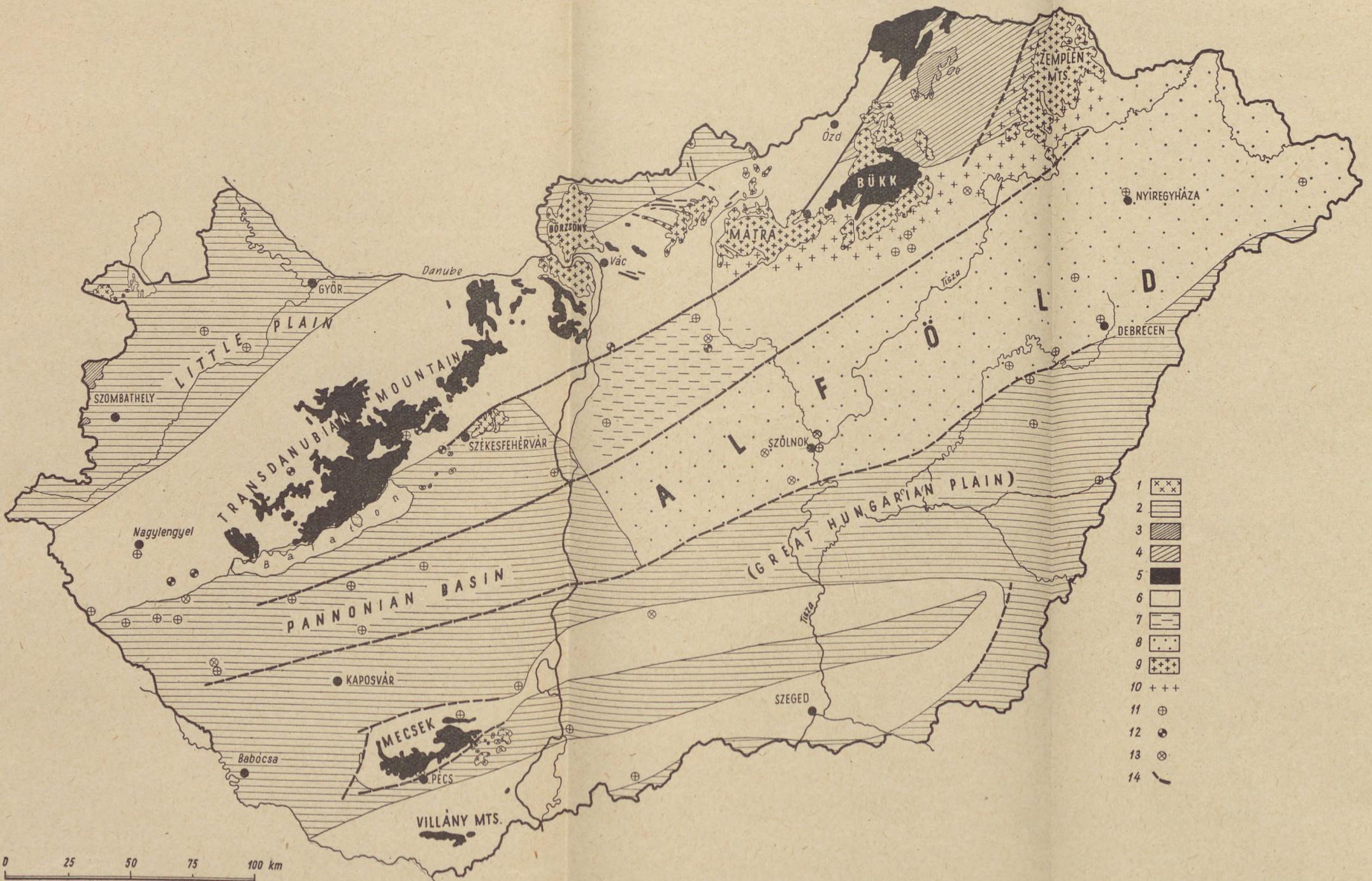


Fig. 4. Geotectonical sketch map of Hungary. 1. Plutonites, 2. Crystalline basement, 3. Palaeozoic on the surface, 4. Palaeozoic underground, 5. Mesozoic on the surface, 6. Mesozoic underground, 7. lower Cretaceous flysch-like sediments, 8. upper Cretaceous flysch-like sediments, 9. Neo-effusives, 10. Subsurface neo-effusives, 11. Deep boring with Neogene volcanics, 12. Deep boring with Palaeogene volcanics, 13. deep boring with Mesozoic volcanics, 14. geotectonical lineament

LEBENSSPUREN IM SALGÓTARJÁNER BRAUNKOHLENBECKEN

S. VITÁLIS

Institut für Angewandte Geologie, Eötvös Universität, Budapest
(Eingegangen am 15. September, 1960)

ZUSAMMENFASSUNG

Im Nagybátonyer Revier des Salgótarjáner Braunkohlenbeckens sind im Jahre 1959 im Laufe komplexer kohlengeologischer Untersuchungen neue, aus diesem Becken bisher unbekannte, in der ganzen Welt einzig dastehende Lebensspuren erkannt worden. Verfasser gibt eine kurze Beschreibung der Lebensspuren und ihrer biogeologischen, paläoökologischen und stratonomischen Verhältnisse. Er beschreibt die Lebensspuren der Bohrmuschel *Martesites vadászi* nov. gen. nov. sp., unter den Bezeichnungen Typ „A“ und Typ „B“, zwei bisher als Rhizocorallien angeführte Lebensspuren unbekannter systematischer Zugehörigkeit und als Typ „C“ eine den Gängen der rezenten *Pholas* ähnliche Lebensspur. Als eine fünfte Art der Lebensspuren führt er die Lebensspuren von Bohrmuscheln in angebohrtem Kies an und beschreibt die einzelnen in besonderer Art angebohrten Kiesarten.

Die Lebensspuren werden auf Tafeln I—XI und XIII—XV, ein *Rhizocorallium* zwecks Vergleich auf Tafel XII dargestellt.

Verfasser hat bislang im Becken die geologische Untersuchung von 13 Bergbetrieben vorgenommen; und im laufenden Jahr soll die Untersuchung weiterer 25 Bergbetriebe stattfinden. Der endgültige Bericht über die erzielten Resultate soll nach der Beendigung der Untersuchungen mitgeteilt werden.

Im Auftrag der Ungarischen Akademie der Wissenschaften haben wir 1959 mit der komplexen kohlengeologischen Untersuchung des Salgótarjáner Braunkohlenbeckens begonnen. Das Becken wird zur Zeit durch 38 Bergwerke (Stollen, Schleppschächte, Schächte) erschlossen, die die unterhelvetischen Braunkohlenflöze ausbeuten. Im vergangenen Jahr (1959) haben wir in 13 Bergbetrieben der Nagybátonyer und Kisterenyee Reviere des Braunkohlenbeckens die gründliche geologische Profilierung der Flöze und die Einsammlung der zur komplexen kohlengeologischen Untersuchung gelangenden Proben vorgenommen. Im Laufe der Begehungen, Beobachtungen und Sammlungen haben wir im Nagybátonyer Bergrevier, im unmittelbaren Hangenden des (obersten) Flözes Nr. I, in einem durchschnittlich 1 bis 5 cm mächtigen Kohlenschieferton, bei den Aufschlüssen und beim Abbau Millionen von Lebensspuren, die aus diesem Becken bisher unbekannt waren und in der Weltliteratur nicht erwähnt wurden, beobachtet und z. T. gesammelt. Im laufenden Jahre (1960) setzen wir unsere Untersuchungen in den weiteren 25 Bergbetrieben fort, wir wollen jedoch unsere Beobachtungen vorläufig mitteilen.

Den Lageplan der 1959 untersuchten Bergbetriebe, in denen das Flöz Nr. I abgebaut wird, sowie die Verbreitung der beobachteten neuen Lebensspuren geben wir in Bild 1 an.

Der Braunkohlenbergbau im Becken von Salgótarján hat bereits eine Geschichte von mehr als einem Jahrhundert, deshalb sind die geologischen, tektonischen und paläontologischen Verhältnisse des Gebietes im allgemeinen recht gut bekannt.

Nach den neuerlich von Frau I. C s e p r e g h y - M e z n e r i c s (6) durchgeföhrten Untersuchungen ist das untere Liegende des Braunkohlenkomplexes der in die Burdigalstufe gehörende sog. Großpecten-Sandstein mit den Fossilien: *Pecten pseudobaudanti*, *P. hornensis*, *Chlamys holgeri*, *Ch. palmata*, *Ch. gigas*. Über diesem marinens Komplex liegt diskordant eine Schichtenreihe von terrestrischem grobem Schotter, Sand und Sandstein, bunten Tonen und Rhyolittuff, in den verschiedenen Teilen des Gebietes in einer zwischen 20 und 200 m schwankenden Mächtigkeit; in deren Hangenden liegt das unterhelvetische, charakteristisch transgressive Kohlenflözkomplex mit den Flözen Nr. I—III.

Das unmittelbare Liegende des untersten „Haupt“-Flözes Nr. III ist im Norden und in der Mitte des Beckens (in der Umgebung von Karancskeszi—Zagyvaróna—Salgótarján—Vizslás—Kazár und Kisterenye) ein schwelender Ton, wogegen sein Hangendes aus einem „gebänderten“ sandigen Ton, d. h. abwechselnd aus Tonen und sandigen Tonen besteht. Darüber liegen Sande und Sandsteine in einer Mächtigkeit von 5—10 m; dann folgt das Flöz Nr. II, nach dem kennzeichnenden Congerien-Tonschiefer im unmittelbaren Hangenden (mit Millionen von Schalen von *Congeria* cfr. *clavaeformis* und *C. brardii*) auch Congerienflöz genannt. Über Flöz II folgen Tonschiefer von etwa 10 m Mächtigkeit, weiterhin 5 bis 8 m Sande und Sandsteine. Diese werden überlagert von Flöz Nr. I, in dessen Hangenden der sog. bituminöse Teredo-Tonschiefer vorkommt, weshalb dieses Flöz auch Teredoflöz genannt wird. Über Flöz Nr. I liegen allgemein verbreitet brackische, schieferige, tonige Sande und Sandsteine mit Cardien und Oncophoren, mit *Oncophora socialis* und *Cardium edule* var. *arcella* (V. Č e c h o v i č und V. H a n o [5]), schließlich der ausgesprochen marine Pectensandstein, mit den kennzeichnenden helvetischen Fossilien *Chlamys opercularis*, *Ch. scabrella*, *Ch. scabriuscula* und *Ch. fasciculata* (nach I. C s e p r e g h y — M e z n e r i c s und J. S e n e š [7]).

Die verschiedenen Formationen der hangenden und liegenden Schichtenreihen des Flözkomplexes sind bereits beschrieben worden (22), so daß wir auf diese hier nicht näher eingehen wollen.

Neuestens ist eine kritische Synthèse des geologischen Baues des Braunkohlenbeckens durch E. V a d á s z (21) ausgearbeitet worden, in welcher er auch auf die hier beschriebenen Lebensspuren unter Veröffentlichung einiger Lichtbilder aufmerksam macht.

Im bisher untersuchten südöstlichen Teil des Nagybátonyer Reviers sind nur die Flöze Nr. I und II entwickelt. Hier tritt im Liegenden von Flöz Nr. II meistens Rhyolittuff auf, wogegen in seinem Hangenden Tonschiefer und gebänderte Sandsteine vorkommen, die ihrerseits vom Flöz Nr. I überlagert werden. Unseren Beobachtungen zufolge liegt im Nagybátonyer Revier unmittelbar über dem Flöz Nr. I ein Kohlenschieferton mit „Lebensspuren“ von 1—5 cm Mächtigkeit, örtlich überlagert vom marinens Komplex von grobem angebohrtem Kies und überall von grobkörnigem marinens Pectensandstein. Dagegen liegen im untersuchten Kisterenye Bergrevier nach unseren Beobachtungen über Flöz Nr. I verstreut Tereboschichten, dann allgemein brackische Cardien-Oncophoreschichten und endlich die ausgesprochen marinens Pectenschichten.

In der Umgebung von Nagybátony befindet sich das Flöz Nr. I in den folgenden Bergbetrieben im Abbau: Ménkes-Stollen, 6. September-, Kossuth- und Katalin-Schleppschächte, Tiribes- und Kányás Béke-Schächte (Abb. 1). Von diesen haben wir in den Betrieben der Kossuth- und Katalin-Schleppschächte und der Tiribes- und Kányás Béke-Schächte im unmittelbaren Hangenden des Flözes Nr. I im Laufe der Profilierung der Stollen Lebensspuren beobachtet und eingesammelt,

die unseres Erachtens in der Welt einzig dastehen. Gleichzeitig haben wir in den untersuchten Betrieben des Kisterenyer Bergreviers in den Schleppschächten Csigakút, Pócszáza und Újlak, wo das gleichfalls im Abbau stehende Flöz recht gut aufgeschlossen ist, keine einzige Lebensspur beobachten können. Es ist merkwürdig, daß die Lebensspuren — nach den bisherigen Beobachtungen — ausschließlich dort massenhaft auftreten, wo über dem Flöz Nr. I ein Kohlenschieferton von 1—5 cm Mächtigkeit, unmittelbar vom marinen Pectensandstein überlagert wird (Gegend von Nagybátony und Mátraverebely), wogegen bei Kistereny, wo das Flöz von einer mächtigeren Kohlenschiefertonschicht (0,50—0,80 m) und weiter von brackischen (Cardien-Oncophoren-) Schichten überlagert wird, keine solche vorliegen.

Auch im Nagybátonyer Revier, in den Betrieben des Ménkes-Stollens oder des 6. September-Schleppschachtes, wo unmittelbar über dem Flöz Nr. I der helvetische Schlier lagert, sind keine Lebensspuren, höchstens gibt es im helvetischen Schlier kaum bemerkbare Bohrlöcher-Ausfüllungen von Bohrmuscheln, sehr schlechter Erhaltung. Desgleichen sind im nördlichen Feld des Kányás Béke-Schachtes, wo über dem Flöz Nr. I mächtigere bituminöse Tonschiefer und Cardien-Tonschiefer liegen, keine Lebensspuren vorgefunden worden.

Die Beobachtungen werden selbstredend fortgesetzt, und es folgt die geologische Untersuchung von weiteren 25 Bergbetrieben.

Bevor wir die Beschreibung der neuentdeckten Lebensspuren vornehmen, wollen wir kurz die aus dem Salgótarjáner Braunkohlenbecken seit Jahrzehnten bekannten und beobachteten besonderen Lebensspuren von Bohrmuscheln bekanntgeben, besonders um die durch die Arbeit von O. Abel (1) in die Fachliteratur eingegangenen falschen Vorstellungen zu berichtigen.

Aus dem Salgótarjáner Becken, bzw. aus seinem flözführenden Komplex ist bisher eine einzige Art von Lebenspur bekannt geworden, eine im unmittelbaren Hangenden der Flöze Nr. I und III vereinzelt auftretende Bohrmuschelart, früher *Teredo norvegica* Spengl. benannt, durch O. Abel (1, p. 483) als *Martesia* sp. beschrieben. Im zitierten Werk illustriert er die Holzfressspuren der *Martesia* sp.

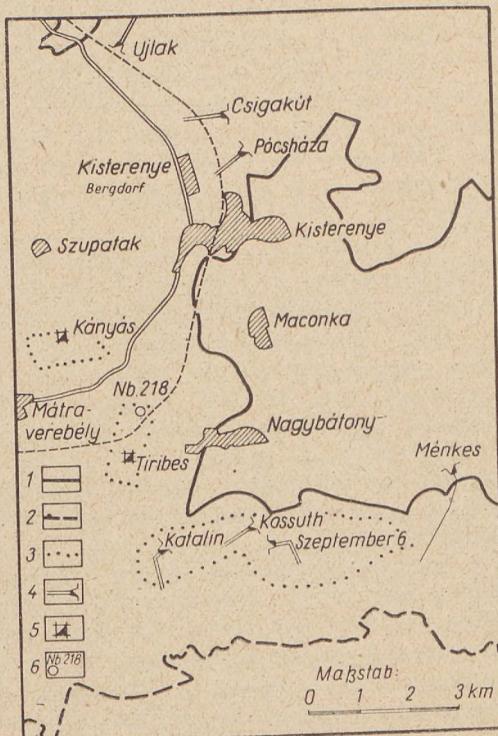


Bild. 1. Lageplan der Bergbetriebe der Nagybátony und Kistereny Braunkohlenreviere. Erklärung: 1. Grenze des Braunkohlenbeckens, 2. Vermutliche Grenze des Braunkohlenbeckens (anhand von Schurfbohrungen), 3. Grenze der Verbreitung des (abgebauten und unter Abbau befindlichen) Flözes Nr. I., wo sich die neuen Lebensspuren zeigten, 4. Schleppschacht, 5. Schacht, 6. Schurfbohrung mit Lebensspuren in den Bohrkernen

von Kisterenyé und Mátranovák auch photographisch, bzw. das kreisrunde Profil der Gangmündung, und gesondert zwei auspräparierte Steinkerne, die kreisrunde Rillen zeigen. O. A b e l hielt diese Rillen für die ursprünglichen *Jahresringe des angebohrten Holzes*.

Bild 1, Tafel I zeigt die kreisförmig gerillten „Bohrspuren“ von Holzfreßbauten der *Martesia* von unten, und Bild 2 in Seitenansicht. Auf Bild 1 der Tafel II sehen wir dieselben von oben, mit den Eingangsöffnungen („Bohrspuren“), wogegen die Bilder 2, 3, und 4 präparierte Steinkerne in ihrer ursprünglichen Lage zeigen.

Auf den vorliegenden Photographien sind die kreisrunden Spuren des „Bohrgerätes“ der Bohrmuschel gut sichtbar. Dem in der Bohrtechnik bewanderten praktischen Geologen ist es klar, daß die auf den Bildern sichtbaren Spuren völlig den *Bohrspuren* der in der Bohrtechnik angewandten *Bohrkronen entsprechen und keinesfalls die Reste der Jahresringe des Holzes darstellen*, wie es sich O. A b e l vorstellte (1).

Ein entscheidender Beweis dafür liegt in den Bildern 2, 3 und 4 vor, denen es zu entnehmen ist, daß die „Bohrspuren“ um 45° schräg zu den Jahresringen — bzw. zum flachgepreßten Schwemmholt — liegen.

Unter den rezenten Bohrmuscheln ist die Bohrtechnik der *Pholas* L. durch einige Forscher untersucht worden; nach Osler, Robertson, Mettenheimer (3, p. 204—205) klammert sich die Bohrmuschel mit den Füßen am Holz fest, um sich dann, wie die modernen Rotary- oder Turbinenbohrer, um die eigene Achse zu drehen, wobei sie mit den am Vorderrand der Schale befindlichen Zähnen die Fährten, bzw. die „Freßbauten“ ausbohrt. (Die Bohrmuschel hat bereits vor Jahrmillionen die modernsten Bohrmethoden, die Turbinen- bzw. Kernbohrung „entdeckt“!)

Nach unseren Beobachtungen bohrte die *Martesia* sp. (A b e l O.) ihre Freßbauten durchwegs in die einst auf der Wasseroberfläche schwimmenden Schwemmhölzer, die heute im Hangenden der Kohlenflöze liegen.

Der rezente „Schiffsbohrwurm“ *Teredo navalis* L. hält sich nach den Beschreibungen (3, p. 207) immer in Oberflächennähe auf, an Stellen also, die bei Ebbe trocken liegen — in vollkommener Übereinstimmung mit den obigen Beobachtungen.

Auf den in Tafel I und II dargestellten Lichtbildern ist zu sehen, daß die *Martesia* das Schwemmholt fast vollständig auffrißt, und daß zwischen den Freßbauten kaum etwas verkohltes Holz übrig bleibt; die Gänge („Freßbauten“) sind mit Ton ausgefüllt. Aus den Photographien sind die Dimensionen der Fährten abzulesen, was auch auf die Dimensionen des unbekannten „Ureinwohners“ Rückschlüsse gestattet. Der Durchmesser des Einganges ist 2—4 mm, der Durchmesser der Mündung der Bohrspur beträgt 10—15 mm, die Länge 50—70 mm. Anhand der Beobachtungen zahlreicher Fälle drang die Bohrmuschel durchwegs unter cca 45° und nirgends senkrecht ins Holz ein. Nachdem die Muscheln das Holz fast völlig verzehrt haben, haben sie ihre Freßbauten verlassen, wonach das Holzstück auf den Meeresboden sank und durch Ton (Schlamm) ausgefüllt wurde. Das zwischen den Freßspuren erhaltene Holz hat sich nachträglich vertorft und verkohlt. Das ist der Grund, warum wir die Schalen des Bewohners der Freßbauten nicht vorfinden.

Wir führen die bisher nur durch die Lichtbilder von O. A b e l (1) bekannten, jedoch eingehender nicht beschriebenen, eigenartigen Bohrmuschel-Lebensspuren zu Ehren von Akademiker Professor Dr. h. c. E l e m é r V a d á s z, aus Anlaß seines 75. Geburtstages als *Martesites vadászi* nov. gen. nov. sp. in die Fachliteratur ein.

Vorkommen und Beschreibung der neuentdeckten Lebensspuren

Nach der Übersicht der — leider sehr mangelhaft zur Verfügung stehenden — Fachliteratur, die häufig einander widersprechende Darlegungen und Folgerungen enthält, sind wir bestrebt, in diesem vorläufigen Bericht uns ausschließlich auf unsere eigene Beobachtungen zu beschränken und unsere bisher noch nicht abgeschlossenen Folgerungen, besonders jedoch die Lebensspuren selbst den zuständigen und mit derartigen Lebensspuren sich seit langem und systematisch befassenden Fachkollegen kurz zusammengefasst vorzulegen.

Lebensspuren Typ „A“.

Die häufigsten, in Millionen vorkommenden Lebensspuren des Gebietes, hier vorläufig als Typ „A“ bezeichnet, kommen in Hufeisen- bzw. Taschenform durchwegs *schichtparallel in der sie einschließenden Schicht (d. h. endogen) vor*. Der schönste Aufschluß ist im Kossuth-Schleppschacht (im rechten Durchhieb des Gesenkes Nr. IV) vorgefunden worden, wo man das unmittelbare Hangende des abgebauten Braunkohlenflözes, einen Kohlenschieferton von 1—2 cm Mächtigkeit beim Vorbau in einer Länge von etwa 100 m stehen ließ; die frische Strecke ist noch nicht dicht verschalt worden, man hat bloß zwischen die Verstrebungen 2—3 Stück Rippenholz eingeshoben, so daß die Lebensspuren im First überall ausgezeichnet zu sehen und leicht einzusammeln sind. Tafel III zeigt die untertags angefertigten Aufnahmen der Lebensspuren im First. Auf Bild 1 Tafel III sieht man die Lebensspuren zwischen den Rippenhölzern. Bild 2 zeigt ein weiteres Detail. Nach unseren Beobachtungen variiert die Häufigkeit der Lebensspuren pro Quadratmeter von Null oder 1—2 bis 50—100—150 Stück. Man erkennt aus den Abbildungen, daß die Lage der Lebensspuren keinerlei Orientierung aufweist, die Tiere haben sich unregelmäßig in den Moorschlamm eingegraben. Wir haben Typ „A“ im Tiribeschacht örtlich in einer Mächtigkeit von 3—5 cm mehrfach dicht übereinanderliegend vorgefunden (Tafel IV). Die Lebensspuren kommen auch hier ausschließlich im Kohlenschieferton von 3—5 cm Mächtigkeit vor, im Flöz selber ganz selten, und dann auch nur in den obersten 1—2 Zentimetern (Bild 8, Tafel V). Die charakteristischen Formen und Querschnitte von Typ „A“ sind auf den Tafeln V und VI in Naturgröße sichtbar. Die etwas konvergenten Ein- und Ausgangsoffnungen der Lebensspuren haben einen Durchmesser von 5—10 mm, sie ragten ursprünglich aus dem sie einschließenden Moorschlamm (heute Kohlenschieferton) immer etwas hervor, so daß sie in unmittelbarer Verbindung mit dem offenen Meerwasser standen (Bilder 1, 3, Tafel V, und Bilder 2, 4, 6, Tafel VI). Das Tier wühlte sich in den Moorschlamm ein, fraß ihn und weitete seine Fährten, die Freßbauten in Taschenform fortwährend aus. Als es mit dem einen Bau fertig war, schlüpfte es heraus und begann einen neuen. Auf dem „Freßbau“ können nur selten Kratz- oder Bohrspuren und dann auch nur ganz verwischt beobachtet werden, obwohl wir mehrere Hunderte präparierte Exemplare untersucht haben. Die Abwesenheit derartiger Spuren kann durch die damalige Weichheit des Schlammes — des heutigen Kohlenschiefertones — erklärt werden. Das Tier hat die Gänge vermutlich nur mit einer ganz dünnen, heute nicht mehr beobachtbaren Schleimschicht überzogen, um sie vor dem Einstürzen zu bewahren.

Die Freßbauten der Lebensspuren im Moorschlamm sind nachträglich durch die Transgression mit Sand und Feinschotter ausgefüllt worden, wobei die Ureinwohner ausstarben.

Die Formen und Dimensionen der Fährten, der „Freßbauten“, sind einander fast gleich. Die Länge des kleinsten vorgefundenen Exemplares betrug 5 cm, seine größte Breite war 3 cm mit einem Röhrendurchmesser von 1 cm. Die Länge der bisher beobachteten größten Lebensspuren war 10 cm, die größte Breite 5 cm und der Röhrendurchmesser 1,5 cm. Die am häufigsten auftretenden Formen und deren Dimensionen sind in den Tafeln V und VI zusammengestellt.

Es können häufig abnorme, gekrümmte, miteinander verknüpfte und verflochtene Fährten beobachtet werden (Bilder 1—3, Tafel VII; Bilder 1—4, Tafel VIII).

Das ausschließliche Vorkommen im Moorschlamm von hohem organischen Gehalt (heute Kohlenschieferton) und vereinzelt im Torf (heute Braunkohle) weist in paläökologischer Hinsicht eindeutig auf die *schlickfressende* Natur des Urtieres hin.

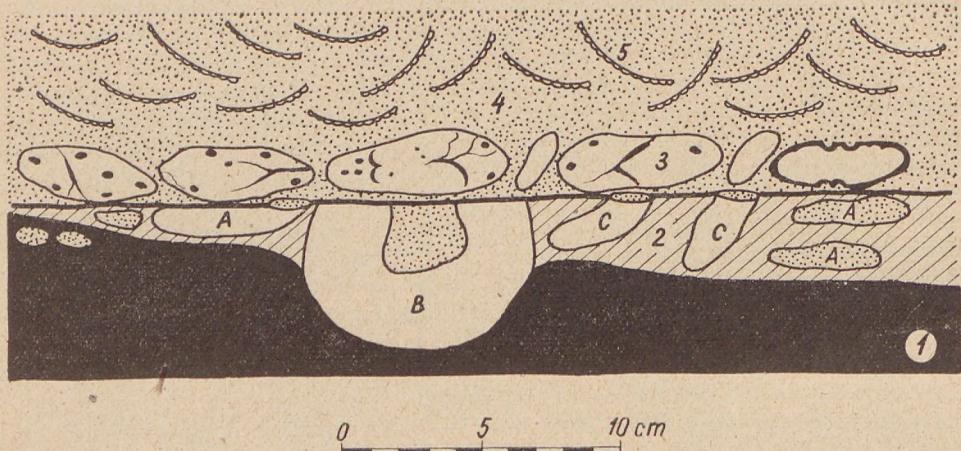


Bild. 2. Schematisches stratonomisches Profil der Lebensspuren. Erklärung: 1. Braunkohle, 2. Hangender Kohlenschieferton mit Lebensspuren, 3. Angebohrte Gerölle mit TrocknungsrisSEN, 4. Pectensandstein, 5. Pectenschalen. A, B, C: Lebensspuren von Typ „A“, „B“ und „C“.

In stratinomischer Hinsicht ist es auffallend, daß die Freßbauten immer nur im einschließenden Moorschlamm (endogen) auftreten, und daß, sobald der Moorschlamm von der marinen Transgression erreicht worden war, die Tiere größtenteils ausstarben, so daß ihre Bauten vom Pectensand ausgefüllt und das lebensspurenführende Moor *fast horizontal abradiert worden ist*, die aus dem Schlamm herausragenden Fährten und Bauten somit wie mit einem Messer abgeschnitten anmuten. Es ist auffallend, daß die Ein- und Ausgangsöffnungen der Bauten sich nirgends in den hangenden Pectensandstein fortsetzen (Bilder 2, 3, Tafel XIV, und Bild 2).

In der einschlägigen, uns zur Verfügung stehenden Spezialliteratur sind ähnliche, in einer solchen Menge vorkommende Lebensspuren nicht erwähnt worden.

Diese Lebensspuren sind im bisher untersuchten Gebiet am häufigsten, kommen in den Aufschlüssen in Millionen vor, und sind im Gebiet von mehreren Quadratkilometern (Abb. 1) selbst in den Bohrkernen der Schurfbohrungen recht häufig vorzufinden.

Eine fast vollkommen ähnliche (Bild 7, Tafel V) Lebensspur ist uns aus der Geo-Paläontologischen Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Dr. F. Bachmayer zugegangen, wofür wir an dieser Stelle unseren verbindlichsten Dank aussprechen. Die Lebensspur stammt aus dem Hangenden des karbonischen Kohlenflözes Franziska aus dem Idaschacht bei Hruschau aus der Umgebung von Mährisch Ostrau (Tschechoslowakei). Die Lebensspur stammt gleichfalls aus Kohlenschieferton und ist gleichfalls mit Sand ausgefüllt. Der Bau ist vollkommen glatt, es können weder Kratzspuren noch Spreiten beobachtet werden. Der Freßbau wird ausschließlich durch den umschließenden Kohlenschieferton umhüllt, ebenso wie bei den meisten von uns gesammelten Exemplaren. Das Wiener Exemplar ist nicht beschrieben worden, dem Katalogzettel nach wird es als *Physophycus* sp. bezeichnet. (Das Original befindet sich in der Geo-Paläontologischen Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums unter Katalognummer D. 1004, es stammt aus dem Jahre 1884 von einem unbekannten Sammler.)

Physophycus sp. wurde durch Schimper (17, p. 56) als Alge beschrieben.

J. Lessertisseur (9, p. 72—78) beschreibt in seinem System die *Physophycus*- und verwandten Lebensspuren als „endogen“. Nach R. Legrand (8) stellt er die Gruppe „helicoides“ auf, und bemerkt, daß der Erzeuger der Lebensspuren eine Annelide und keine Alge sein dürfte. Diese Tiere, die die schnecken-spiral-schraubenartigen Fährten auswählten, sind den als *Physophycus* bezeichneten Lebensspuren überhaupt nicht ähnlich, demzufolge ist die Wiener Bestimmung aus dem Jahre 1884 falsch. Der Wiener „*Physophycus*“ und unsere Lebensspur Typ „A“ sind unserer Meinung nach „Freßbauten“, aller Wahrscheinlichkeit nach durch eine Annelide oder eventuell durch eine Ephemereide oder Corophium (Schlickkrebs) entstanden.

Aus der Übersicht der einander widersprechenden Behauptungen der einschlägigen Literatur heben wir bezüglich der Lebensspuren Typ „A“ folgende hervor:

Mit den „U“- und Taschen-Bauten hat sich am eingehendsten R. Richter (13, p. 223—224 und 233) befaßt. Seiner Meinung nach kommen die U-förmigen Bauten im Süß- und Brackwasser gleichermaßen vor, dagegen weisen die Taschenbauten eindeutig auf marine Lebewesen hin. Die Abwesenheit von Freßgängen weist darauf hin, daß der Urbewohner der Lebensspur kein Schlickfresser, sondern ein Planktonfischer war.

Nach den Feststellungen von O. Abel (1) und R. Richter (14, 138) kann der Gang auch der Freßbau einer Ephemeren-Insektenlarve sein, wie der Larve der rezenten *Polymitarcys virgo* Oliv., die mit ihren kräftigen Füßen ähnliche Gänge auswählt.

Nach E. Unger (2, p. 144—145) können die 1—3 cm langen Larven der bei uns allgemein bekannten *Palingenia longicauda* Oliv. nur unter Wasser existieren; sie bohren dicht nebeneinander Gänge („Freßbauten“) in den Ton des Flüßbettes und sind folglich ausgesprochene Schlickfresser.

Der äußerlichen Gestalt nach ist die Lebensspur Typ „A“ dem Bau der rezenten *Polydora* (Polychaeta) am ähnlichsten, wie das aus A. F. Tauber's (20) Abbildung hervorgeht, jedoch mit dem Unterschied, daß der Durchmesser der Röhrenbauten der rezenten Polydoren bloß 0,5—1 mm beträgt, und die U-Röhre durch Spreiten verstrebt ist, während der Planktonfischer seine Wohnung in Muschel-, Gastropodenschalen und Kalkstein einbaut. Dagegen ist die Lebensspur „A“ wesentlich größer (s. Lichtbilder) und besitzt keine Spreiten; es sind nur die Ein- und

Ausgangsöffnungen selbständig, wogegen die Verbindung zwischen den beiden Röhren eng zusammenhängt. Sobald das Tier den Schlamm in Taschenform voll ausgefressen hat, umhüllte es den Bau mit seinem Schleim so, daß der ganze Freßbau später mit Sand ausgefüllt werden konnte.

Nach Breheim (4, p. 39) sind die kennzeichnenden Süßwasser-Vertreter der Oligochaeten, die Tubificiden, wie *Tubifex tubifex* Müller, die in schlammigen Moorböden leben, Schlickfresser, wogegen die röhrenbewohnende Gruppe der Polychaeten, *Tubicola* ein mariner Schlickfresser ist.

Laut A. Remane und C. Schlieper (12, p. 75—76 und 85) sind die Oligochaeten eine ausgesprochen limnische Tiergruppe; ob sie aus dem Meere einwanderten oder umgekehrt, ist schwer festzustellen. Die Tubificiden ziehen das Salzwasser vor, leben jedoch auch im Süßwasser. Die Ephemeriden sind dagegen hauptsächlich limnisch, es gibt aber auch viele brackische Formen.

Unsere Lebensspur ist nach A. Seilachers System (18, p. 443) ein „Freßbau“ (Fodinichnia), also der Wohn- und Freßbau eines schlickfressenden Tieres (Wurm, Insektenlarve oder Schlickkrebs). Nach einer anderen Mitteilung Seilachers (19, p. 215) ist sie ein „Freßbau“ von Rhizocorallium-Typ.

Nach dem von J. Lessertisseur vorgeschlagenen System (9, p. 19) ist unsere Lebensspur ein endogener zylindrischer Röhrenbau, ein Rohrbau, gleichfalls als Rhizocorallium-Typ bezeichnet.

Nach der neuesten Arbeit von A. H. Müller (10) ist der Rhizocorallium-Typ kein Freßbau von Taschenform, sondern ein röhrenförmiger Wohnbau, folglich war das Tier der Rhizocorallium-Bauten kein Schlickfresser, sondern unbedingt ein Planktonfischer.

Wie man sieht, deckt sich keine der verschiedenen Auffassungen und Feststellungen mit der Lebensspur Typ „A“. Anhand der ökologischen und stratinomischen Verhältnisse ist diese zweifellos der Freßbau eines schlickfressenden Tieres (keinesfalls derjenige eines Planktonfischers), jedoch kann einstweilen nicht entschieden werden, ob es limnischen oder marinens Ursprungs ist. Die geologischen, ökologischen und stratinomischen Beobachtungen weisen mit der größten Wahrscheinlichkeit auf Lebensspuren von marinens, seichtmeerischen, schlickfressenden, in Küsten Nähe lebenden Tieren hin. Die mikroskopische Untersuchung der sandigen Ausfüllung der eingesammelten mehreren hundert Lebensspuren steht noch bevor und wir hoffen, irgendein chitinöses Bohr- oder Wühlgerät des Tieres vorzufinden, welches uns der Lösung des Problems näher bringen könnte. Deshalb bezeichnen wir es einstweilen — in der Überzeugung, daß es sich um ein Tier unbekannter systematischer Position handelt, — als „Lebensspur Typ A“.

Lebensspuren Typ „B“

Im untersuchten Gebiet haben wir im Gegensatz zu der allgemein verbreiteten Lebensspur Typ „A“, sehr selten und auf einem kleinen Fleck und dort auch nur sehr spärlich, eine andere, viel interessantere Lebensspur vorgefunden.

Im Gegensatz zur Lebensspur Typ „A“ tritt Typ „B“ *durchwegs senkrecht zur Schichtfläche* auf, im wesentlichen unter den gleichen ökologischen, stratinomischen und Lagerungsverhältnissen wie die Spuren Typ „A“. Bisher sind leider nur zwei vermutlich vollständige Exemplare aus der Tiribes-Schacht vorgekommen, wo im unmittelbaren Hangenden des Braunkohlenflözes der Kohlenschieferton örtlich eine Mächtigkeit von 7—10 cm erreicht. Die beiden vollständigen Exemplare

sind auf Tafeln X und XI in verschiedenen Lagen in Naturgröße dargestellt. Es ist den Lichtbildern zu entnehmen, daß die Ein- und Ausgangsöffnungen 10—12 mm breit sind, wogegen die Wohnröhre einen durchschnittlichen Durchmesser von 25 mm besitzt, also viel weiter ist. Diese Lebensspuren ist z. Z. ausschließlich beim Tiribes-Schacht und bei den Schleppschächten Katalin und Kossuth bekannt. Im Kossuth-Schleppschacht haben wir in den Strecken und im Abbau insgesamt 10—20 derartige Spuren beobachtet, im Katalin-Schleppschacht und Tiribes-Schacht dagegen kaum 4 bis 5. Auch die Schutthalde gab bloß 1—2 Stücke her. Merkwürdigerweise wählen diese Lebewesen ihre Fährten immer in die Torfschicht (heutige Braunkohle), bis in eine Tiefe von 3—4 cm unterhalb des einstigen Moorschlammes (heute Kohlenschieferton) durch. Aus den Lichtbildern des Firstes im Kossuth-Schleppschacht (Tafel IX) geht dieser Umstand klar hervor. Meist bleibt nur der untere Teil der Lebensspuren resp. der Wohnröhre erhalten, da die Transgression den oberen, größeren Teil scharf abradierte, so daß die Fortsetzung der Röhre nur dort erhalten blieb, wo der Moorschlaam mächtiger war, wie im Tiribes-Schacht (Tafel X, XI), während dort, wo der Schlamm dünner war, wie im Kossuth-Schleppschacht (Tafel XIV), nur der untere Teil der Wohnröhre erhalten blieb.

Die Lebensspuren Typ „B“ ist im Gegensatz zu Typ „A“ zweifellos nicht nur ein Frühbau, sondern vielmehr eine „Wohnröhre“, nach A. Seilachers System (18, p. 433) ein Wohnbau, „Domichnia“, Typ *Arenicola*. Unserer Meinung nach ist das eher im Sinne von A. H. Müller (10) ein *Rhizocorallium*-Typ.

Nach den in den Tafeln angeführten Lichtbildern und nach unseren Beobachtungen ist es offenbar, daß diese Lebensspuren im Gegensatz zu Typ „A“ keine Frühbauten darstellen. Die enge Ein- und Ausgangsöffnung und die breite Röhre weisen darauf hin, daß das Tier keine harte Schale besaß, da Kratz- und Wühlspuren kaum sichtbar, die Spreiten gleichfalls verschwommen sind, was der Weichheit des Moorschlamms zuzuschreiben ist. Die U-förmige Wohnröhre erinnert an die Wohnröhren der Chaetopteriden, ist jedoch nicht verzweigend, sondern durchwegs von einfacher U-Form (mit kaum sichtbaren Spreiten) und auch viel kleiner als jene. Laut der uns zugänglichen, leider nicht allzu eingehenden einschlägigen Literatur ist sie die Wohnröhre eines Wesens unbekannter systematischer Position. Allem Anschein nach ist dieser Röhrenbewohner gleichfalls ein Wurm, und nach den ökologischen, stratinomischen und Lagerungsverhältnissen gleichfalls schlickfreudig und schlickbewohnend; eine Annelide, jedoch keine Oligochaete, sondern eine Planktonfischer-Polychaete. Zum Beweis dessen, wie weit die Lebensspuren Typ „B“ vom ursprünglichen *Rhizocorallien*-Typ abweicht, stellen wir auf Tafel XII das durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Dr. F. Bachmayr aus der Geo-Paläontologischen Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums erhaltene Originalexemplar von *Rhizocorallium* dar. Nach der Bestimmung des Wiener Museums handelt es sich um ein *Rhizocorallium (Glossofungites) lomnicki* aus dem Leithakalk der Fundstätte Pomorzany (Sowjetunion), gesammelt von Professor Waggon. Das einschließende Gestein ist unseren Untersuchungen nach kein Leithakalk, sondern mergeliger Kreidekalk und der Wohnbau ist durch Miozänsand ausgefüllt. Die Kratz- und Wühlspuren und Spreiten sind gut sichtbar, die Röhrenbauten liegen senkrecht, schräg oder parallel zur Schichtung. Dieses Exemplar, das zweifellos ein *Rhizocorallium jenense* Zenk = *Glossofungites lomnicki* darstellt, ist jedoch der Lebensspuren „B“ überhaupt nicht ähnlich, folglich kann Typ „B“ als die Lebensspuren der Wohnröhre eines Urwurmes von unbekannter systematischer Position betrachtet werden.

Es ist auffallend, daß die Rhizocorallien nach den Mitteilungen von O. Abel (1), J. Lessertisseur (9), A. H. Müller (10), R. Richter (13, 14), A. Seilacher (18, 19) durchwegs in Kalksteinen vorkommen und nie in organischem Moorschlamm d. h. in kohligem bituminösem Ton.

Lebensspuren Typ „C“

Wir haben im Kossuth-Schleppschacht und im Tiribes-Schacht, durchwegs in der Gesellschaft des Typs „A“ und „B“, gleichfalls in kleineren Flecken von 1—2 Quadratmeter Fläche einen dritten Typ von Lebensspuren beobachtet, dessen ökologische, stratinomische und Lagerungsverhältnisse mit denen des Typs „A“ übereinstimmen. Dagegen haben wir in einigen Strecken im Betrieb des Katalin-Schleppschachtes diese Lebensspuren in Millionen, als fast ausschließlichen Typ von Lebensspuren vorgefunden. Diese Lebensspur liegt meistens im spitzen Winkel (um 10—15°) oder senkrecht zur Schichtung und stellt einen einfachen Wohn- und Freßbau von 1—2 cm Durchmesser und 2 cm Länge dar; sie ist glatt, ohne Wühl- und Kratzspuren, ebenso mit Sand ausgefüllt wie die Typen „A“ und „B“ und gleichfalls durch die Transgression abrasiert (Tafel XIII und XIV).

Dieser Typ von Lebensspur ist den Wohn- bzw. Freßbauten der heute lebenden Bohrmuscheln *Pholas* L. oder, wie sie auch genannt werden, denen der *Tubicolae* noch am ähnlichssten. Die *Pholas* bohren immer weichere Gesteine bzw. Holz an (2). Unseren Beobachtungen nach kommt die Lebensspur „C“ ausschließlich im Kohenschieferton — im ehemaligen Moorschlamm — vor und sie bohrte nirgends das vertorfte Holz — die heutige Braunkohle — an.

Unter den auf Tafeln XIII und XIV von F. Sacco (15) dargestellten Bohrmuschelgängen (Röhrenbauten) ist unsere Lebensspur am meisten den Lebensspuren der in Bild 58 der Tafel XIII dargestellten *Aspidopholas rugosa* Br. ähnlich, sie ist jedoch keinesfalls die Bohrspur eines *Teredo*. Leider kann die Frage mangels vergleichenden Materials nicht in befriedigender Weise gelöst werden, da wir in Unkenntnis des Urbewohners auf Vermutungen angewiesen sind. Den besten Beweis dafür erbringen die beiden untenstehenden Literaturzitate.

H. Philipp und H. Wehrli (11) haben aus der Fischbacher Grube aus Lignit ähnliche Bohrmuschelpuren beschrieben, von denen später E. Schenk (16) feststellte, daß sie die Bohrgänge von Wildbienen, *Xylocopa* darstellen. Einige von den durch E. Schenk veröffentlichten Lichtbildern sind in Form und Dimensionen mit unserem Typ „C“ fast völlig identisch. Jedoch kann — in Hinsicht auf die identischen stratinomischen, paläoökologischen und Lagerungsverhältnisse der Typen „A“, „B“, und „C“, wie in Abb. 2 dargestellt — der Urbewohner des Typs „C“ sehr leicht auch ein schlickfressender bzw. schlickbewohnender Wurm gewesen sein.

Angebohrtes Gerölle

Über dem oben beschriebenen, Lebensspuren enthaltenden Hangenden des Flözes Nr I liegt im Nagybátányer Revier meistens ein grober Pectensandstein mit Feinschotter als Basis. Wir haben im Kossuth-Schleppschacht und Tiribes-Schacht beobachtet, daß das lebensspurenführende Hangende unmittelbar von grobem Littoral-schotter von 3—5 cm Mächtigkeit überlagert wird. Die Gerölle bestehen überwiegend aus sandigem Ton, tonigem Sandstein und untergeordnet aus Quarz. Unter den Gerölle sind die aus tonigem Sandstein bzw. sandigem Ton

bestehenden wenig abgerollt, auch flach (Bild 5, Tafel XV), jedoch ziemlich rund (Bilder 1—4, Tafel XV), mit einer durchschnittlichen Korngröße von 5 bis 15 cm.

Diese Gerölle sind in ihrer ursprünglichen Lage unten und oben, jedoch häufig auch von der Seite her angebohrt, wohingegen die Quarzgerölle keine Anbohrung aufweisen. Offenbar waren die Litoralschotter am Flachstrand der Brandung ausgesetzt und sind durch diese mehrfach umgedreht worden, so daß die weichen Gerölle, die durch die Küstenerosion bzw. durch einmündende Flüsse ins Meer gelangten, an mehreren Seiten, vermutlich durch Bohrmuscheln (*Pholas*-Arten) angebohrt werden konnten (Bilder 1—4, Tafel XV). Nach der Anbohrung der Gerölle wurden diese wiederholt und für längere Perioden trockengelegt (durch den Rückzug des Meeres) und von einem etwa 1 mm mächtigen, dem Wüstenglanz sehr ähnlichen Glanz von zur Zeit grünlicher Farbe überzogen worden (Bilder 7—9, Tafel XV). Gleichzeitig sind die dauernd trockengelegten Gerölle mit den Bohrlöchern zusammen durch Trocknungsrisse zerklüftet worden (Bilder 1—2, Tafel XV). Auf den Bildern 7—9, Tafel XV ist gut zu erkennen, daß der „Glanz“ nach der Anbohrung entstand, da er die Bohrlöcher ebenso wie die Gerölle selbst überzieht. Die Trocknungsrisse entstanden zuletzt, da sie auch die Bohrlöcher zerschneiden (Bilder 1—2, Tafel XV).

Die Tiefe der Bohrlöcher in den Geröllen beträgt 1—12 mm, ihr Durchmesser 1—5 mm. Nach den Lochquerschnitten zu schließen (Bilder 7—9, Tafel XV) sind sie die Bohrgänge oder Wohn- und Freßbauten von jungen oder sehr kleinwüchsigen Bohrmuscheln. Die Lebensspur ist den in Tafel XIII, Bild 27—35b von F. Sacco (15) dargestellten Bohrspuren der Bohrmuschel *Gastrochaena dubia* Penn. am ähnlichsten.

Neben den oben vorläufig beschriebenen Lebensspuren haben wir auch zahlreiche andere Lebensspuren beobachtet, deren Einstellung im Gange ist und die daher nur in unserem endgültigen Bericht besprochen werden können.

Zusammenfassend läßt sich über die Biogeologie, Paläökologie und Stratonomie der beschriebenen Lebensspuren folgendes aussagen:

1. *Martesites vadászi* n. g. n. sp. kommt sehr selten, durchwegs im unmittelbaren (evtl. höheren) Hangenden des Flözes Nr. I, ausschließlich in fast völlig zerfressenem Schwemmholz vor.

2. Die beschriebenen Lebensspuren der Typen „A“, „B“ und „C“ sind geologisch, paläökologisch und auch stratonomisch übereinstimmend. Sie stellen meist die Lebensspuren von schlickbewohnenden und schlickfressenden, evtl. von röhrenbewohnenden, jedenfalls von schlickfreudigen Lebewesen dar.

3. Die Typen „A“ und „B“ können, obzw. sie nach Abel, Richter, Seilacher und Lessertisseur einen Rhizocorallien-Typ darstellen, unserer Meinung nach nicht als solche angesehen werden; sie sind zweifellos die Spuren von Tieren unbekannter systematischer Position. (Das Tier kann ein Wurm, Schlickkrebs oder Insektenlarve gewesen sein; diese Frage wird durch weitere Untersuchungen zu entscheiden sein.)

4. Der Urbewohner der angebohrten Muscheln ist allem Anschein nach eine Bohrmuschel nov. sp.

5. Die stratonomischen Verhältnisse sind in der nicht näher besprochenen Abbildung 2 genau dargestellt; wir hoffen, daß diese Abbildung auch ohne jegliche Erklärung verständlich ist.

6. Unsere endgültige Stellungnahme, sowie den endgültigen Bericht über das Becken und die noch nicht beschriebenen Lebensspuren werden wir nach der bevorstehenden Untersuchung der restlichen 25 Bergbetriebe vorlegen.

LITERATUR

1. A b e l, O.: Vorzeitliche Lebensspuren. Jena, 1935.
2. B r e h m, A. E.: Az állatok világa 15. k. Ízeltlábúak I. Gutenberg kiadás. Budapest. (Tierleben. Band XV. Insekten, Ausgabe Gutenberg, Budapest.)
3. B r e h m, A. E.: Az állatok világa 17. k. Alsórendű állatok. I. Gutenberg kiadás. Budapest. (Tierleben. Band XVII, Niedere Tiere I. Ausgabe Gutenberg, Budapest.)
4. B r e h m, A. E.: Az állatok világa 18. k. Alsórendű állatok II. Gutenberg kiadás, Budapest. (Tierleben, Band XVIII, Niedere Tiere II. Ausgabe Gutenberg, Budapest.)
5. Č e c h o v i č, V. und H a n o, V.: Oncophorás rétegek a salgótarjáni köszén-medencében. (Oncophoreschichten in Salgótarjáner Braunkohlenbecken.) Földtani Közlöny 84, 4. 1954.
6. C s e p r e g h y n é M e z n e r i c s I.: A hazai miocén rétegtani taglalása az újabb faunavizsgálatok alapján. (Die stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns anhand der neueren Faunauntersuchungen.) Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici (Series Nova) VII. 1956.
7. C s e p r e g h y n é M e z n e r i c s I. und S e n e š, J.: Neue Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Süßlowakei und Nordungarn. Neues Jahrbuch f. Geol. und. Paläontologie. Monatshefte 1957. 1.
8. L e g r a n d, R.: Observations à propos des *Spirophytons* du Tournaisis. Bull. Soc. belge Geol., Pal., Hydr. 57. 1948.
9. L e s s e r t i s s e u r, J.: Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. Mémoires de la Société Géologique de France. Nouvelle série, Tome XXXIV. 4. Mémoire No 74, 1955.
10. M ü l l e r, A. H.: Weitere Beiträge zur Ichnologie, Stratigrafie und Ökologie der germanischen Trias. Teil II. Geologie, Zeitschrift f. das Gesamtbereich der Geologie und Mineralogie sowie der Angewandten Geophysik. Jahrgang 8, Heft 3, 1959. Akad. Verlag, Berlin.
11. P h i l i p p, H. und W e h r l i, H.: Bohrlöcher von Pholadiden in Ligniten aus dem Dach und Hangenden der Grube Fischbach (Ville). Mitteilung aus dem Geologisch-mineralogischen Institut der Universität Köln. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1936. Abt. B.
12. R e m a n e, A. und S c h l i e p e r, C.: Die Biologie des Brackwassers. Die Binnengewässer von Prof. Dr. August Thienemann. Band XXII. Stuttgart, 1958.
13. R i c h t e r, R.: Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. Paläontologische Zeitschrift IX. Band, 1928, Berlin.
14. R i c h t e r, R.: Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. VII–XI. Senckenbergiana VI. Band 3/4 Heft. 1924.
15. S a c c o, F.: I Molluschi etc. Parte XXIX. Torino, 1901.
16. S c h e n k, E.: Insektenfräßgänge oder Bohrlöcher von Pholadiden in Ligniten aus dem Braunkohlenflöz bei Köln. Neues Jahrbuch f. Miner. Geologie und Paläontologie 77. Beilage-Band Abt. B. 1937. Stuttgart.
17. S c h i m p e r – Z i t t e l: Handbuch der Paläontologie II. Abt. 1890.
18. S e i l a c h e r, A.: Studien zur Palichnologie I. Über die Methoden der Palichnologie. Neues Jahrbuch f. Geologie und Paläontologie. Band 96. 1952.
19. S e i l a c h e r, A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Bd. 105. 1954.
20. T a u b e r, A. F.: Über prämortalen Befall von rezenten und fossilen Molluskenschalen durch *Tubicola Polychaeten*. Paläobiol. Bd. VIII. H. 1–2. 1944.
21. V a d á s z E.: Magyarország földtana II. kiadás. (Die Geologie Ungarns, II. Auflage.) Akadémiai Kiadó, Budapest, 1960.
22. V i t á l i s S.: Földtani megfigyelések a salgótarjáni szénmedencében. (Geologische Beobachtungen im Salgótarjáner Kohlenbecken.) Földtani Közlöny LXX. 1–3. 1940.

I n d e x

Báldi T.: Geobiology of the middle Miocene fauna from Szokolya (Börzsöny Mountains)	3
Bisztricsány E.: The problems of the magnitude equations of body waves	31
Bisztricsány E., Csomor D. and Kiss Z.: Earthquake zones in Hungary	35
Chan Lu-so: The planning of apparatuses for the recording of geomagnetic pulsations	39
Gálfi J. and Stegenga L.: On the development of the seismic wave	59
Huang Yen-hu: On the frequency spectrum of the seismic wave	65
Kriván P.: Chronologie der alluvialen Donauterrassen in Ungarn	85
Vadász E.: On the problem of the Hungarian median "massif"	105
Vitális S.: Lebensspuren im Salgótarjáner Braunkohlenbecken	121

Tankönyvkiadó Vállalat

A kiadásért felelős: Vágvölgyi Tibor igazgató

Felelős szerkesztő: Jakabfi László és Reimann Pál

Műszaki vezető: Horváth János

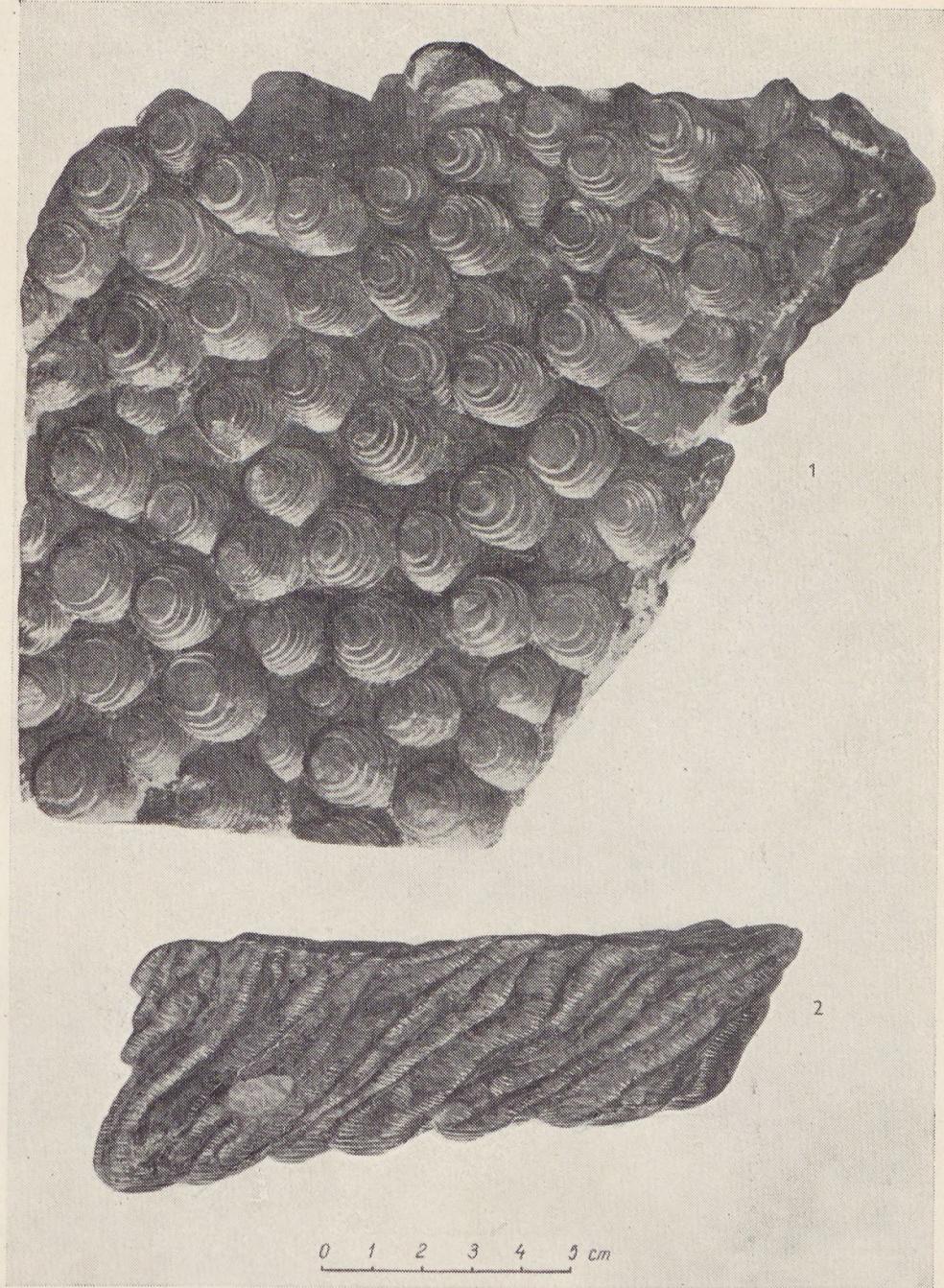
Műszaki szerkesztő: Simányi Hugó

A kézirat nyomdába érkezett: 1961. január hó — Megjelenés: 1961. június hó

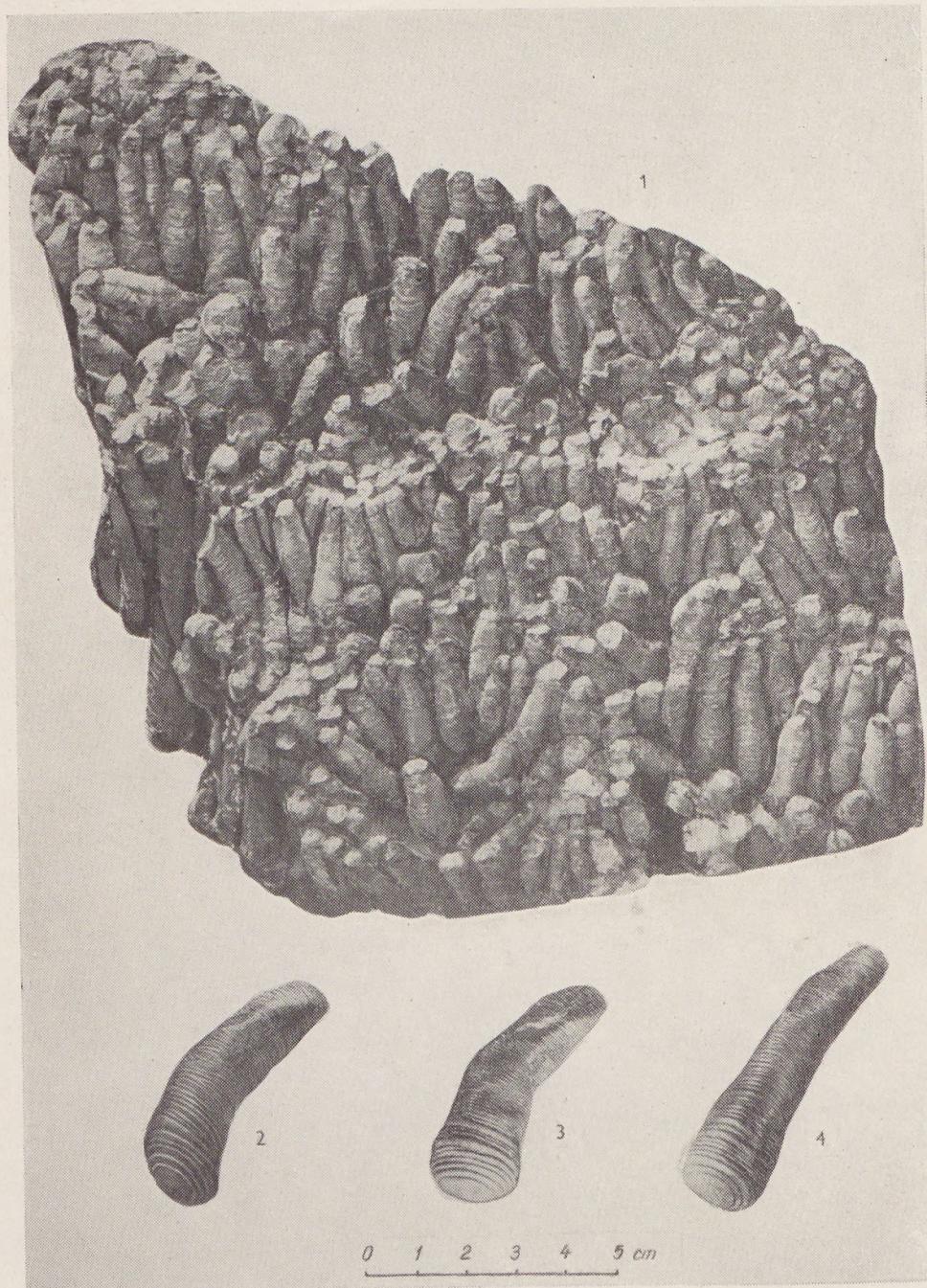
Példányszám: 600 — Terjedelem: 13,25 (A/5) ív + 1 ív melléklet

Készült: monotype szedősről, ives magasnyomással,

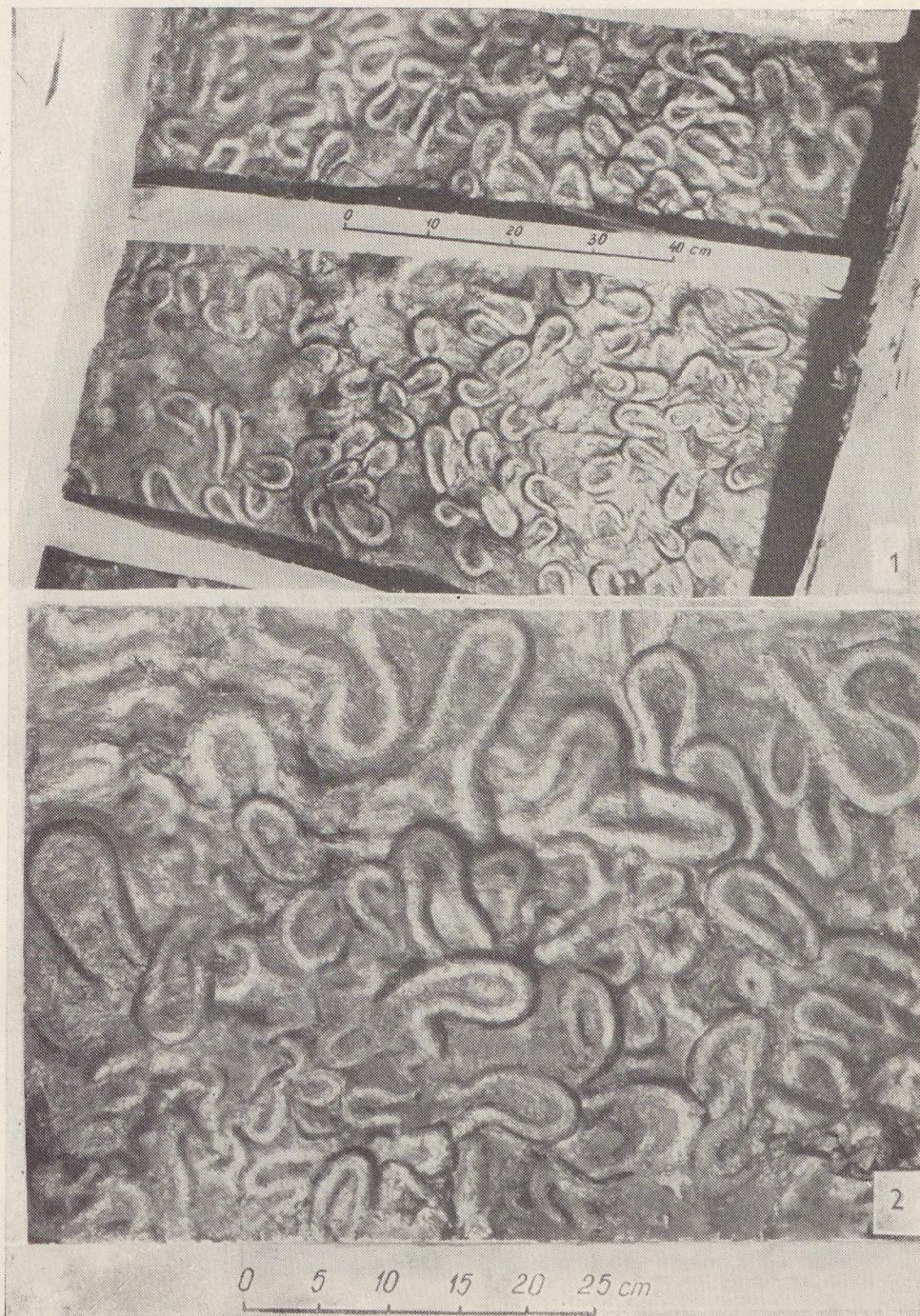
az MSZ 5601—54 és az MSZ 5602—55 szabvány szerint



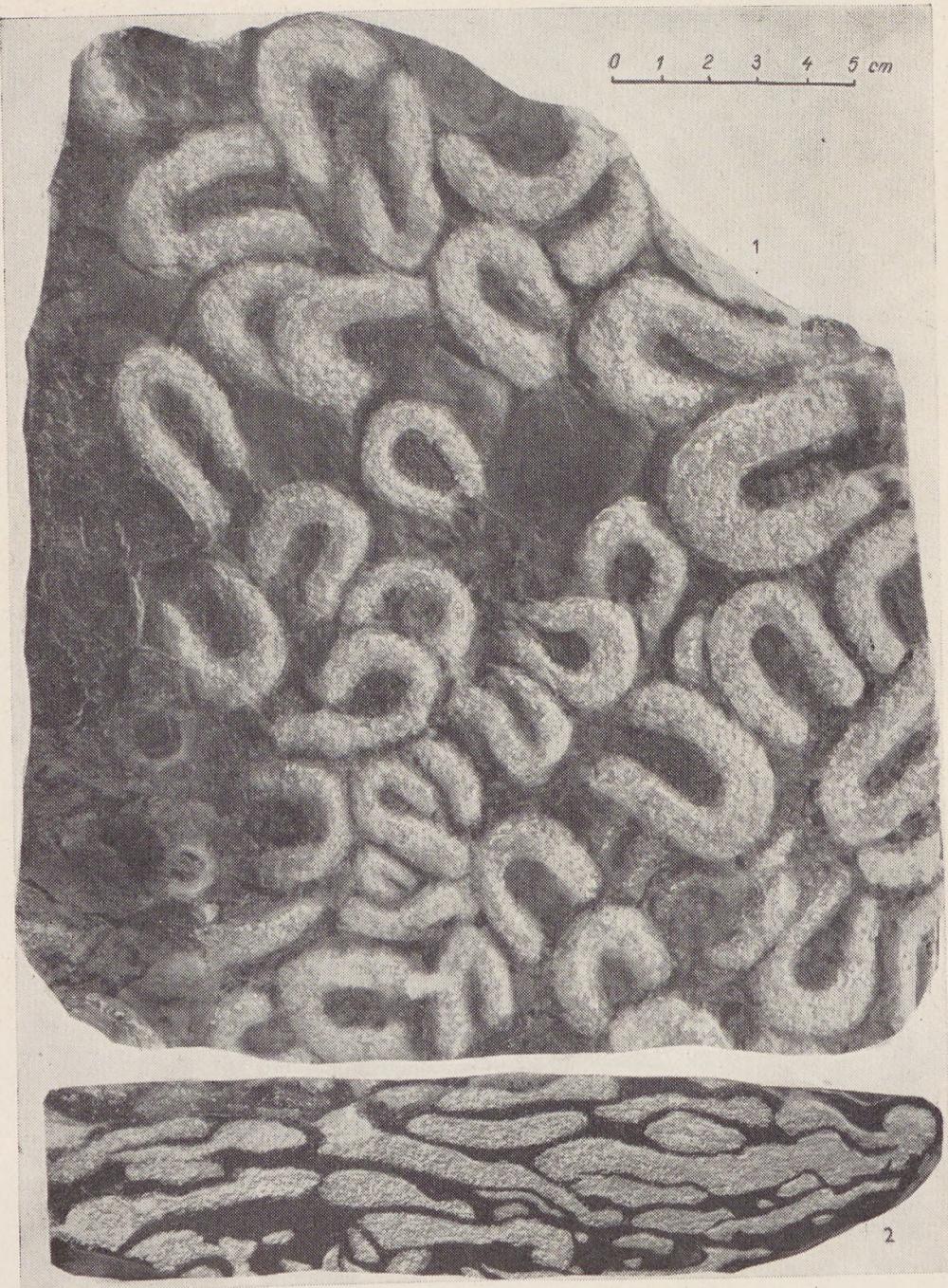
Tafel I. 1. *Martesites vadászzi* nov. gen. nov. sp., Untenansicht, 2. *Martesites vadászzi* nov. gen. nov. sp. Seitenansicht. Fundort: Mizserfa-Pálhegy. Schleppschacht Nr. I., im Hangenden des Braunkohlenflözes Nr. I,



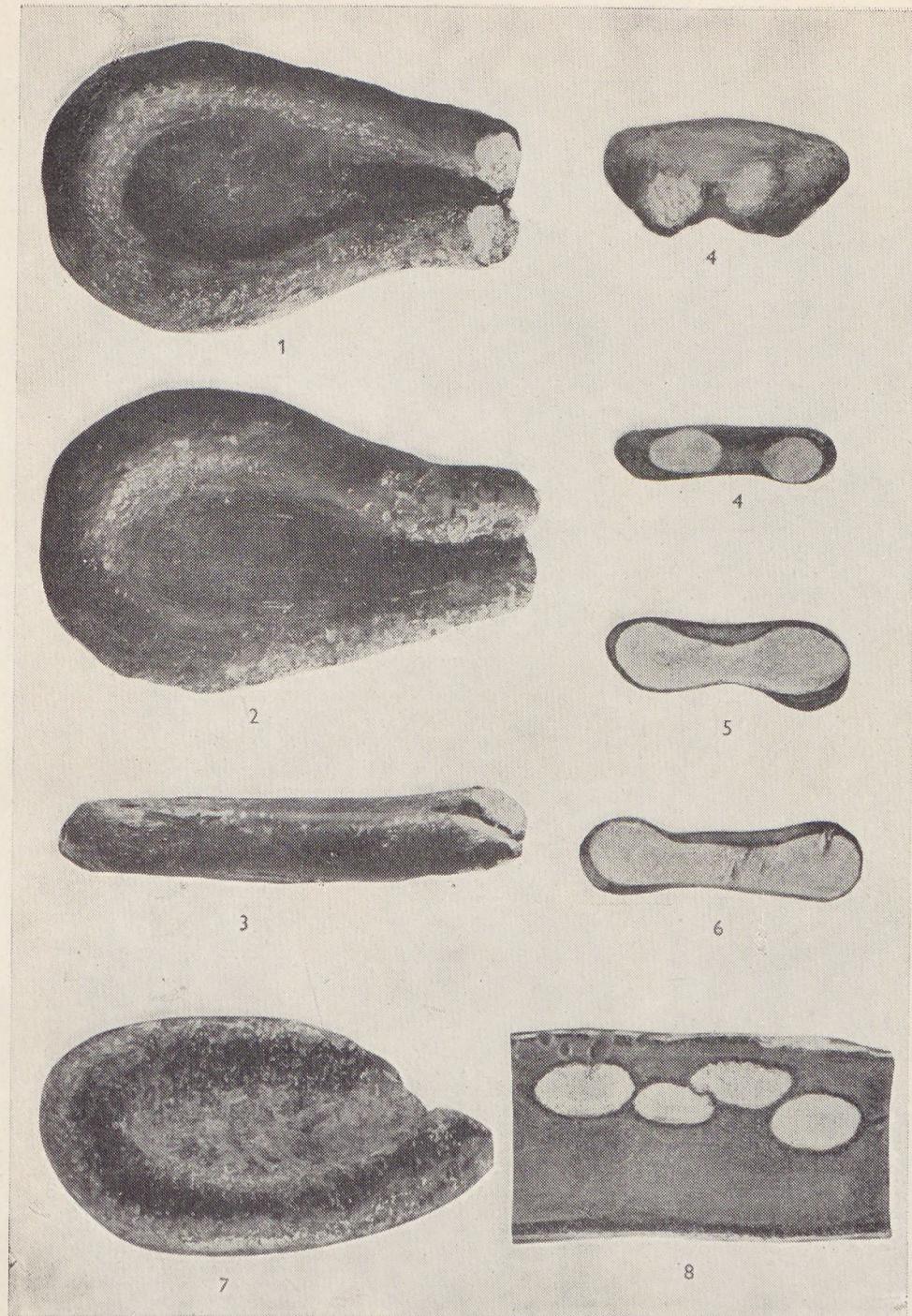
Tafel. II. 1. *Martesites vadászi* nov. gen. nov. sp., Obenansicht des auf Tafel I. dargestellten Exemplars, 2., 3., 4. Präparierte Steinkerne von *Martesites vadászi* nov. gen. nov. sp., Seitenansicht, ursprüngliche Lage



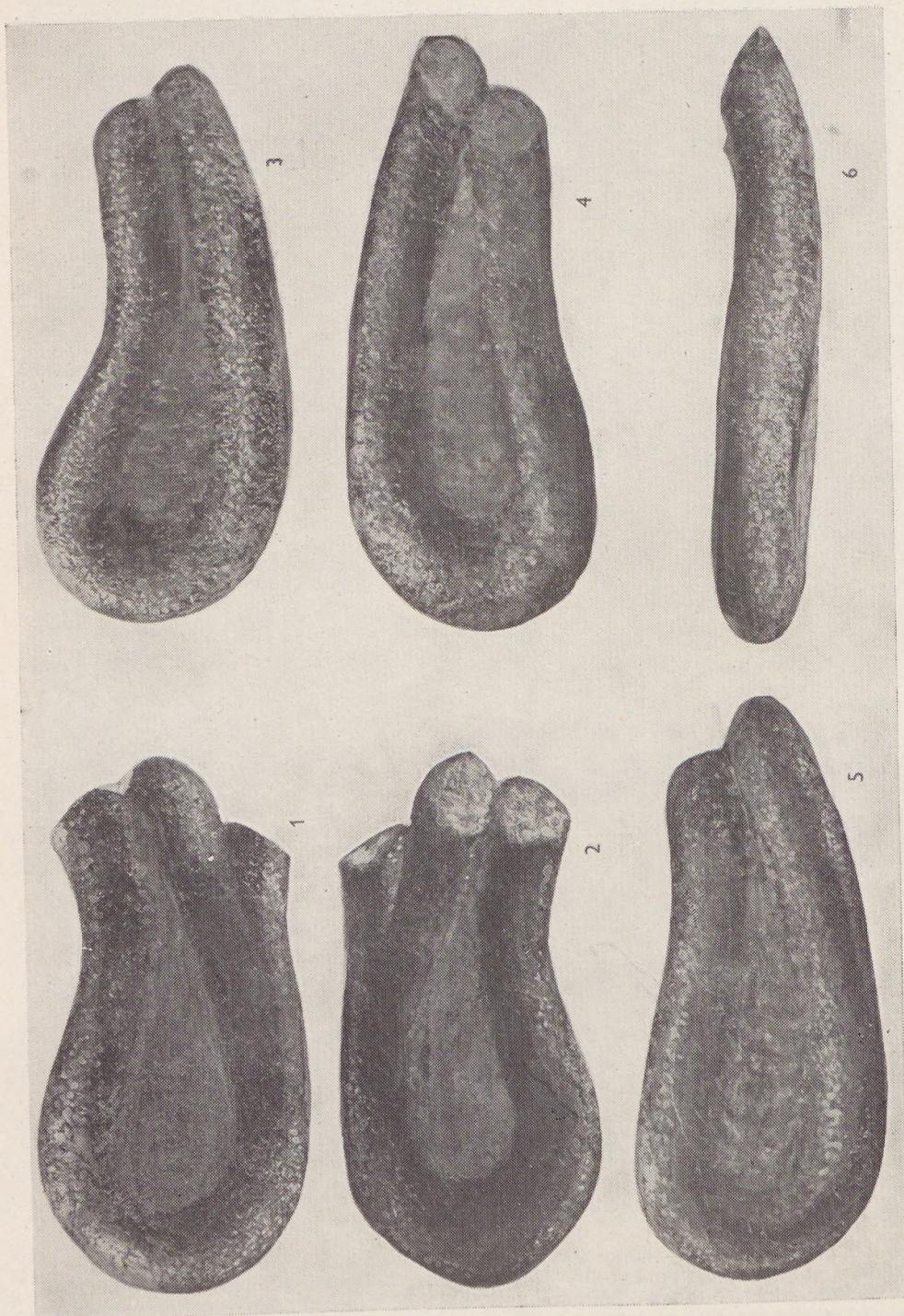
Tafel III. 1. Lebensspuren von Typ „A“, am First der Strecke, im unmittelbaren Hängenden des Flözes Nr. I., im Kohlenschieferton von 1–2 cm Mächtigkeit, zwischen den Verschalungen sichtbar. Untenansicht. Auf der Fläche von $0,60 \text{ m}^2$ sind nahezu 100 Lebensspuren gezählt worden. 2. Dieselben von einer anderen Stelle in der Strecke, etwas stärker vergrößert. Einige abnorme Lebensspuren sind wohl sichtbar. Fundort: Nagybátony, Kossuth-Schleppschacht



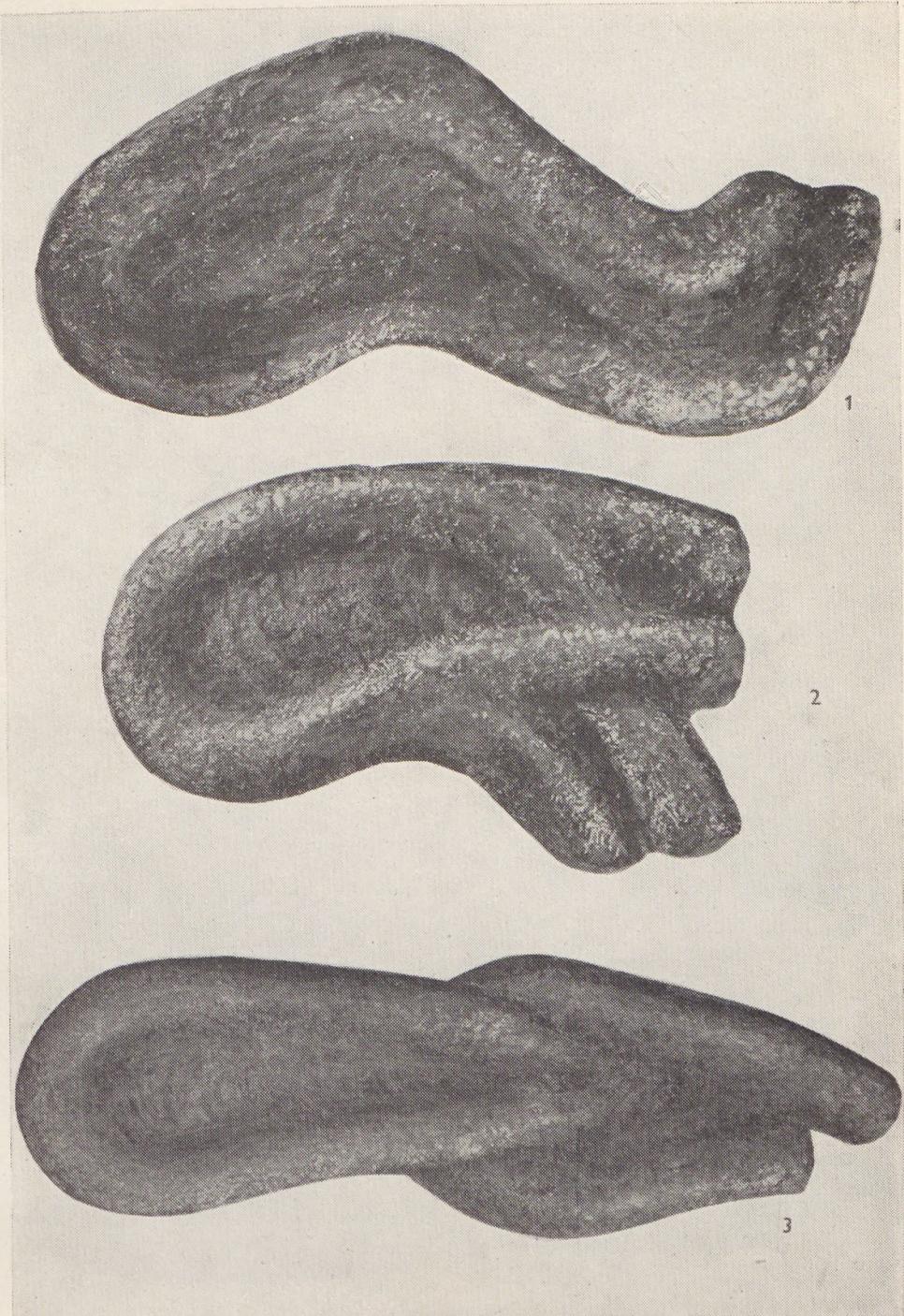
Tafel IV. 1. Lebensspuren von Typ „A“ aus dem unmittelbaren Hangenden des Braunkohlenflözes Nr. I., Kohlenschieferton von 3–5 cm Mächtigkeit. Schwarz: Kohlenschieferton, weiß (hell): die „Freßbauten“ nachträglich ausfüllender Pectensandstein. Untenansicht. Von den Lebensspuren ist der Kohlenschieferton herabgerieselt, deshalb sind meistens nur die sandigen Ausfüllungen sichtbar, 2. Dieselben in Seitenansicht.
Fundort: Nagybátony, Tiribes-Schacht



Tafel V. 1. Lebensspur von Typ „A“, Obenansicht, 2. Dieselbe, Untenansicht, 3. Die-
selbe, Seitenansicht (in ursprünglicher Lage), 4., 5., 6. Querschnitte von Lebensspuren
Typ „A“; 4. bei den Ein- und Ausgangsöffnungen, 5. in der Mitte, 6. auf der breitesten
Stelle der Lebensspur, 7. Lebensspur von *Physophycus* sp., aus der Geo-Paläontologischen
Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums, 8. Ein- und Ausgangsöffnung einer
Lebensspur Typ „A“ in glänzender Braunkohle. Schwarz: Kohlenschieferton, Weiß:
den Freßbau ausfüllender Pectensandstein. Fundort: 1–6 und 8. Nagybátony, Kossuth-
Schleppschacht. 7. Aus der Nähe von Mährisch-Ostrau, Grube Hruschau (Tschecho-
slowakei)



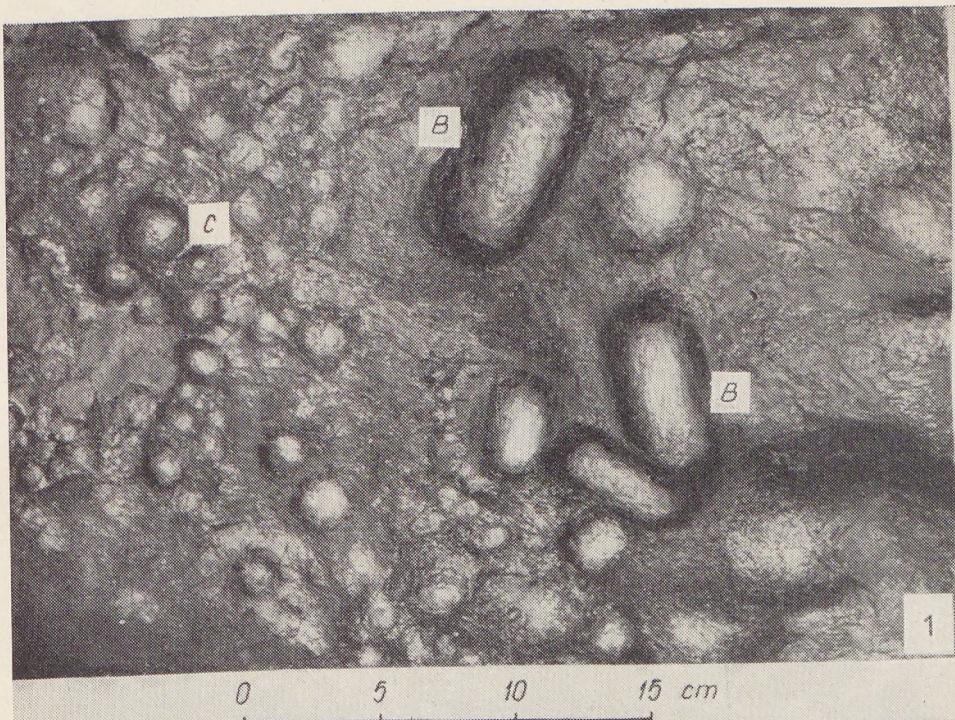
Tafel VI. 1. Lebensspur von Typ „A“, Untenansicht, 2. Dieselbe, Obenansicht, 3. Lebensspur von Typ „A“, Untenansicht, 4. Dieselbe, Obenansicht, 5. Lebensspur von Typ „A“, Untenansicht, 6. Lebensspur von Typ „A“, Seitenansicht, ursprüngliche Position in der einschließenden Schicht. Fundort: Nagybátony, Katalin-Schleppschacht



Tafel VII. 1—3. Abnorme Lebensspuren von Typ „A“, Untenansicht. Fundort: Nagybátony, Kossuth-Schleppschacht

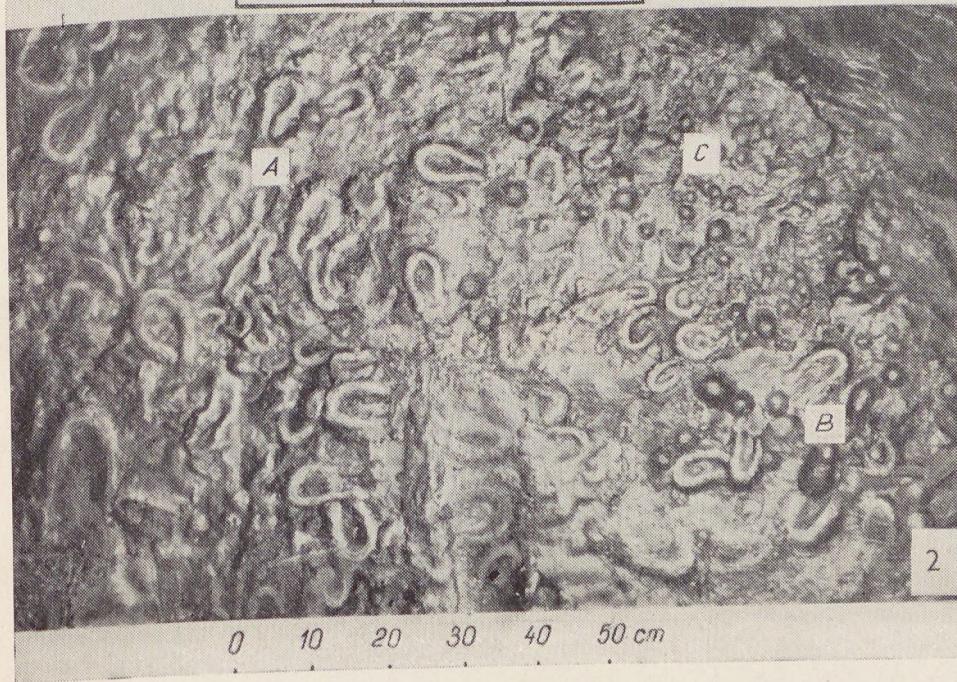


Tafel VIII. 1., 2., 3. Obenansicht der auf Tafel VII. dargestellten abnormalen Lebensspuren, 4. Seitenansicht von Abb. 3., ursprüngliche Lage in der einschliessenden Schicht.
Fundort: Nagybátony; Kossuth-Schleppschacht



0 5 10 15 cm

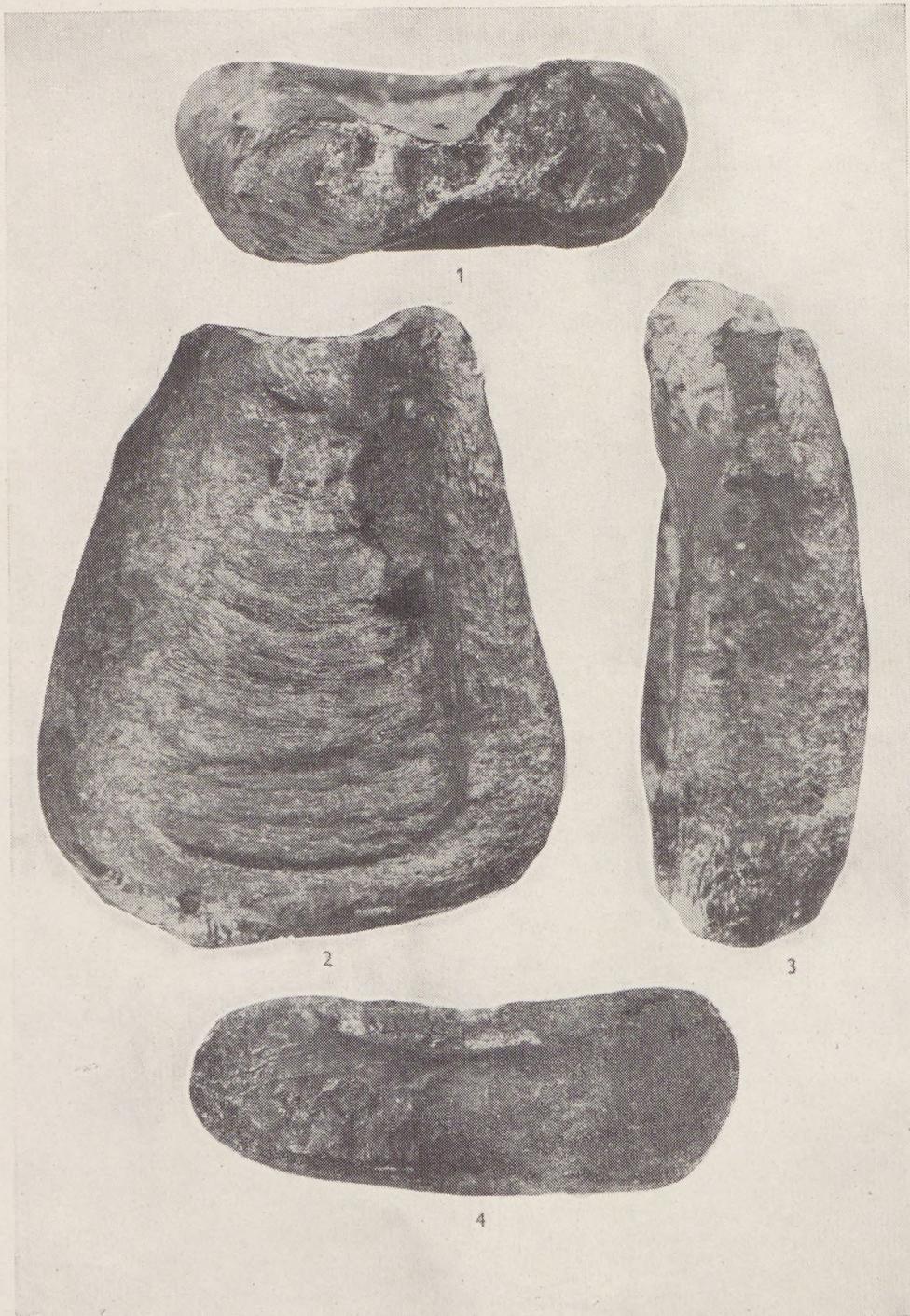
1



0 10 20 30 40 50 cm

2

Tafel IX. 1. Lebensspuren von Typ „A“, „B“ und „C“, im Kohlenschieferton von 1—2 cm Mächtigkeit aus dem unmittelbaren Hangenden des Flözes Nr. I., vom First der Strecke. Es ist ersichtlich, daß die Spuren von Typ „B“ aus dem First stark, um etwa 3—4 cm, herausragen. 2. Der First der Strecke. Auf der linken Bildseite sind Lebensspuren von Typ „A“, auf der rechten dagegen Spuren von Typ „B“ und „C“ sichtbar. Fundort: Nagybátony, Kossuth-Schleppschacht



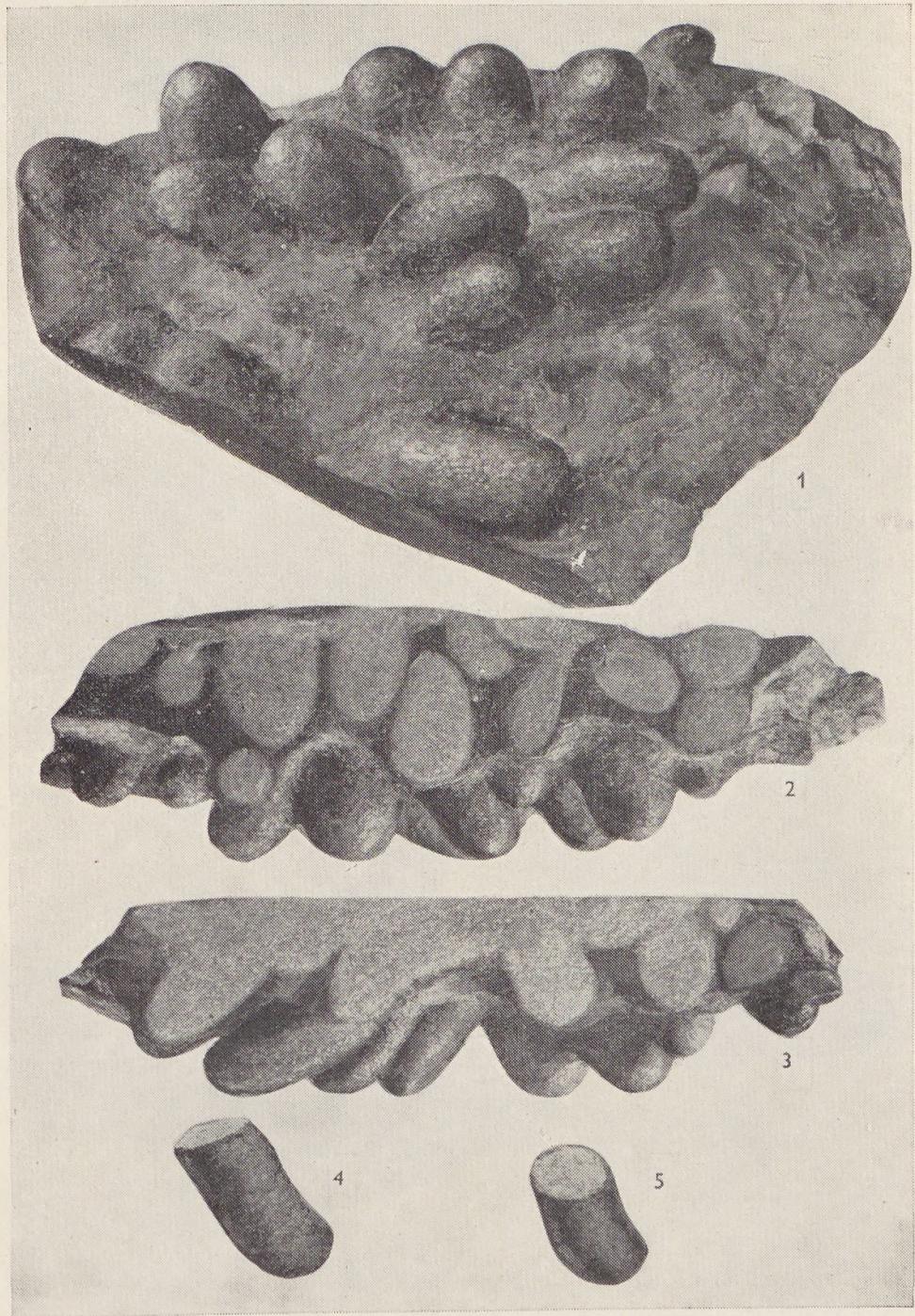
Tafel X. Lebensspur von Typ „B“, vollständiges Exemplar in ursprünglicher Erhaltung.
1. Obenansicht (Ein- und Ausgangsöffnung), 2. Vorderansicht. Die Spreiten, Kratzspuren
sind wohl zu sehen, 3. Seitenansicht. (Schwache Kratzspuren am Boden der Wohnröhre!),
4. Untenansicht. Fundort: Nagybátóny, Tiribes-Schacht



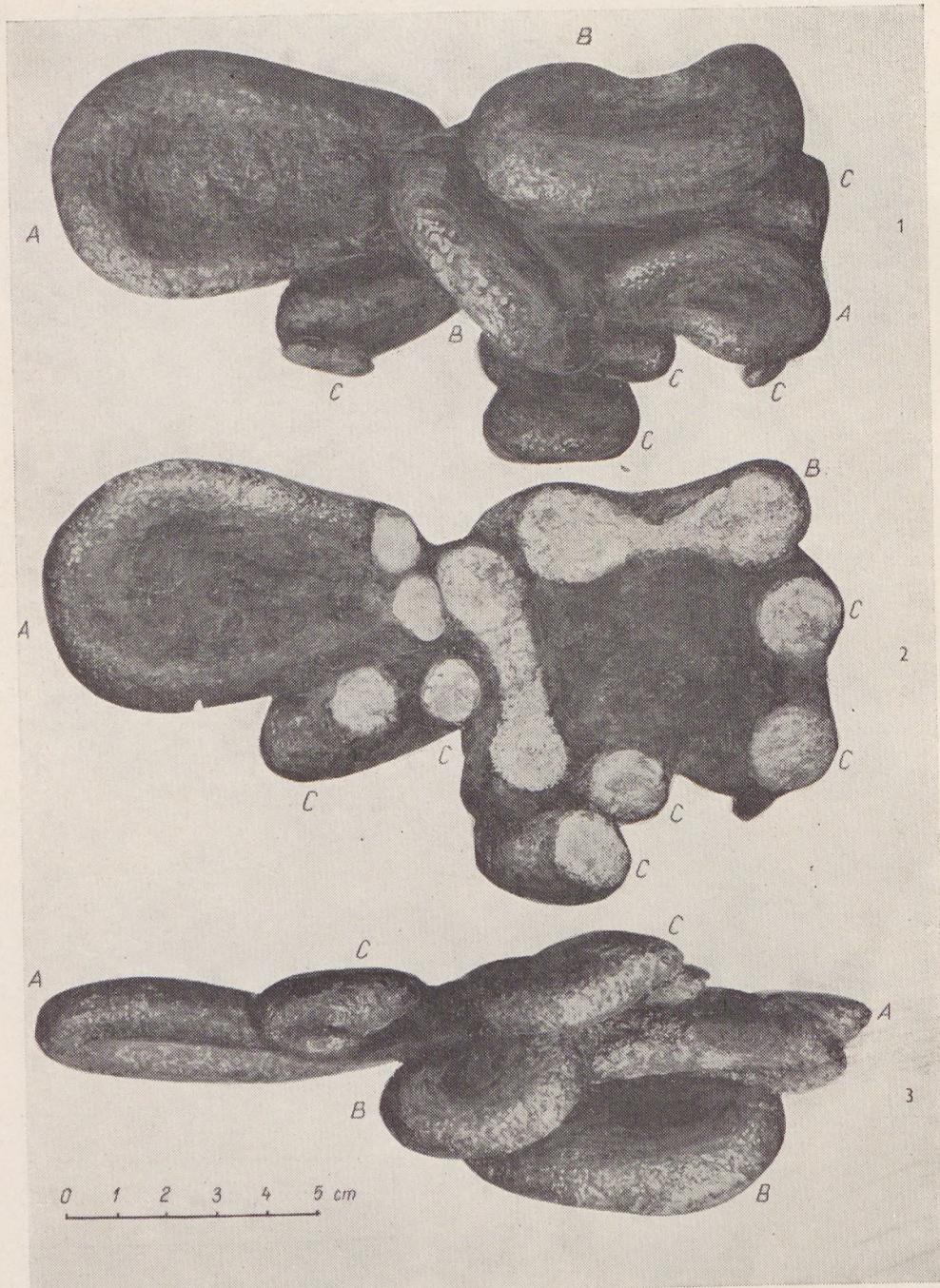
Tafel XI. Lebensspur von Typ „B“, vollständiges Exemplar in ursprünglicher Erhaltung.
1. Obenansicht mit konvergenten, jedoch gesonderten Ein- und Ausgangsöffnungen,
2. Vorderansicht (Die Spreiten sind nur schwach sichtbar), 3. Seitenansicht, 4. Unten-
ansicht. Fundort: Nagybátony, Tiribes-Schacht



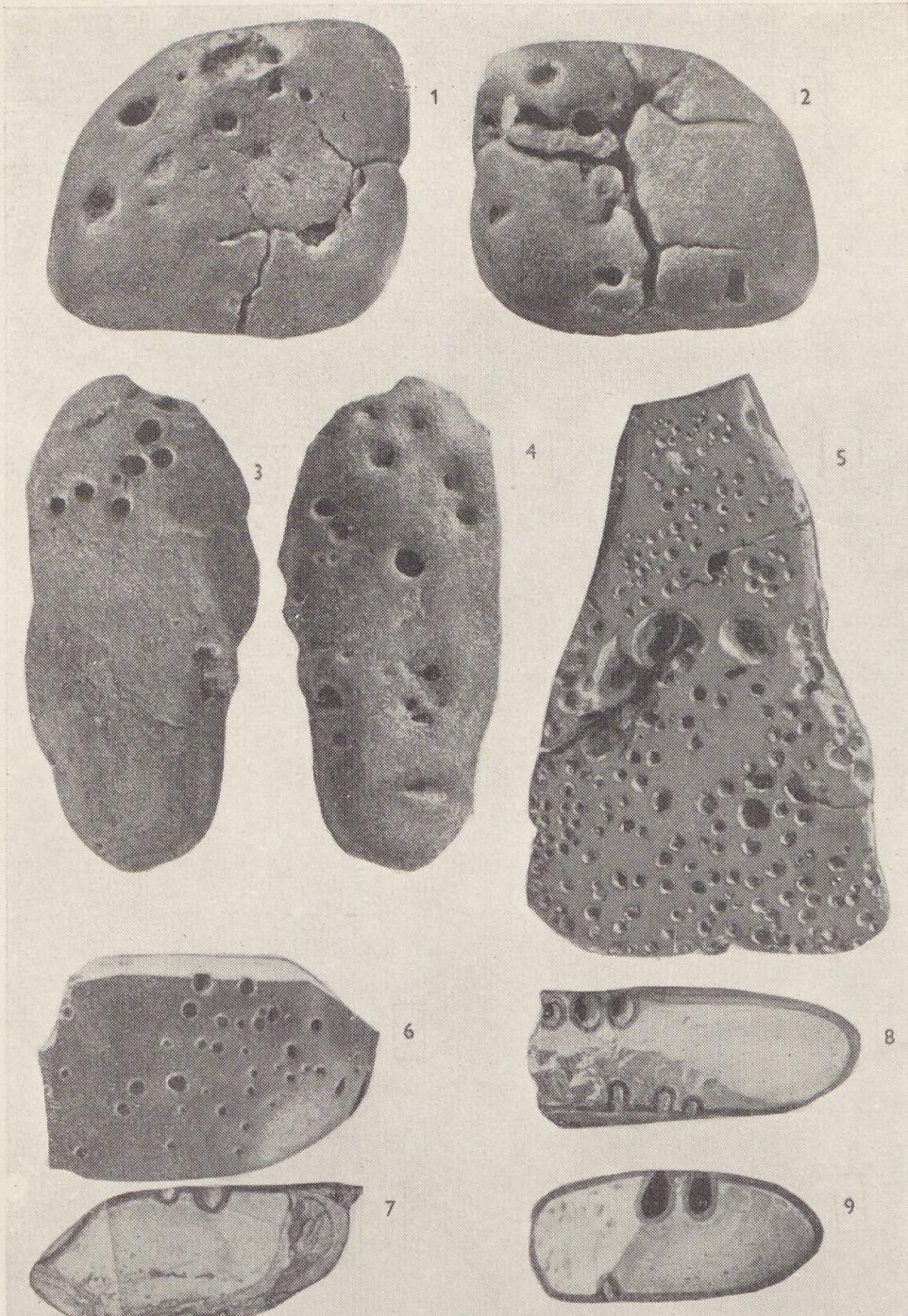
Tafel XII. 1. und 2. *Rhizocorallium (Glossofungites) lomniczki = Rhizocorallicum jenense*, Z e n k e r. Untenansicht und Obenansicht. Die Kratz- und Wühlspuren, sowie die Spreiten auf Abb. 1. sind wohl sichtbar. Die Lebensspuren treten z. T. schichtparallel auf, jedoch kann man im Bilde 1. links unten und im Bilde 2. oben senkrecht zur Schichtung stehende Ein- und Ausgangsöffnungen sehen, wogegen eine Lebensspur rechts oben im Bilde 2. schräg zur Schichtung steht



Tafel XIII. 1. Lebenssspuren von Typ „C“ aus dem 1—2 cm mächtigen Kohlenschieferton im Hangenden des Flözes Nr. I., Untenansicht, 2. und 3. Gegenstand 1 in Seitenansicht, 4. und 5. Steinkerne der Lebenssspuren von Typ „C“, präpariert. Schwarz: Kohlenschieferton, Grau (hell): Pectensandstein, Fundort: Nagybátony, Katalin-Schleppschacht



Tafel XIV. 1. Komplex von Lebensspuren von Typ „A“, „B“ und „C“, am First, von unten. 2. Dasselbe, Obenansicht. Am Bilde ist es wohl sichtbar, daß die in den Kohlenschieferton eingeschlossenen (endogenen) Lebensspuren mit Pectensandstein ausgefüllt und dem Hangenden zu scharf waagerecht abgeschnitten sind: die Bauten setzen sich im hangenden Sandstein nicht fort, 3. Dasselbe, Seitenansicht (etwas gekippt). Schwarz: Kohlenschieferton, Weiß: Pectensandstein, Fundort: Nagybátony, Kossuth-Schleppschacht



Tafel XV. Angebohrte Gerölle aus dem unmittelbar über dem lebensspurenführenden Hangenden des Flözes Nr. I. liegenden marinem Pectensandstein. 1. Angebohrtes Geröll mit TrocknungsrisSEN, Untenansicht, 2. Angebohrtes Geröll mit TrocknungsrisSEN, Obenansicht, 3. Angebohrtes Geröll, Untenansicht, 4. Angebohrtes Geröll, Obenansicht, 5. Angebohrtes Geröll, Untenansicht, 6. Angebohrtes Geröll, Obenansicht, 7 Querschnitt des im Bild 6 dargestellten Gerölles (Seitenansicht), 8—9. Querschnitte von angebohrten Geröllen. Das ursprüngliche, in den Querschnitten weisse Material der Gerölle ist toniger Sand, der die Gerölle einhüllende, etwa 1 mm mächtige Glanz ist schwarz (dunkel). Das Bohrloch wird vom Glanz völlig überzogen, folglich ist das Geröll vor der Glanzbildung angebohrt worden. Die Trocknungsrisse sind zuletzt entstanden.

Fundort: Nagybátony, 1—5. Kossuth-Schleppschacht, 6—9. Tiribes-Schacht

Die Lichtbilder von Tafeln I., II., IV., V., VI., VII., VIII., X., XI., XII., XIII., XIV. und XV. sind die Aufnahmen von L. K l i n d a. Die Lichtbilder von Tafeln III. und IX. sind Aufnahmen von J. O r a v e c z in der Grube.

Das Original der auf Tafeln I. und II. dargestellten *Martesites* befindet sich in der Sammlung des Geologischen Institutes der L. Eötvös Universität unter Katalognummer K. 91. Die Originale der auf Tafeln IV., V., VI., VII., VIII., X., XI., XIII., XIV. und XV. dargestellten Lebensspuren befinden sich im Institut für Angewandte Geologie der Eötvös Universität. Die Originale des Bildes 7. an Tafel V. und Tafel XII. befinden sich in der Geo-Paläontologischen Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums.

