

ANNALES  
UNIVERSITATIS SCIENTIARUM  
BUDAPESTINENSIS  
DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO GEOLOGICA

TOMUS VI.

1962

REDIGIT:

L. EGYED



BUDAPEST

1963

# ANNALES

## UNIVERSITATIS SCIENTIARUM BUDAPESTINENSIS DE ROLANDO EÖTVÖS NOMINATAE

SECTIO BIOLOGICA  
inceptit anno MCMLVII

SECTIO CHIMICA  
inceptit anno MCMLIX

SECTIO GEOLOGICA  
inceptit anno MCMLVII

SECTIO HISTORICA  
inceptit anno MCMLVII

SECTIO IURIDICA  
inceptit anno MCMLIX

SECTIO MATHEMATICA  
inceptit anno MCMLVIII

SECTIO PHILOLOGICA  
inceptit anno MCMLVII

SECTIO PHILOSOPHICA  
inceptit anno MCMLXII

A kiadásért felelős: az Eötvös Loránd Tudományegyetem rektora  
A kézirat nyomdába érkezett: 1963. április. Megjelent: 1963. augusztus  
Terjedelem: 19,25 (A/5) ív — Példányszám: 500  
Készült: mono szedéssel, íves magasnyomással, az MSZ 5601—59. és az 5602—55.  
szabvány szerint  
63.1078. Állami Nyomda, Budapest



*R. Kövesligethy*  
1862 – 1934



## IN MEMORIAM KÖVESLIGETHY

1862 — 1934

A. R É T H L Y

We are celebrating the 100th anniversary of his birth. R a d ó K ö v e s - l i g e t h y was born in Verona on the 1st of Sept., 1862. His father was stationed there. For him these were turbulent times, and his mother too was waiting full of anxiety for their life to take a more peaceful turn. Part of the Italians longing for freedom regained their liberty already in 1859, Verona, however, was liberated in 1866 only. At that time the 4-year old boy went with his parents to Bavaria where they lived in Munich for seven years, and afterwards, in the course of their wanderings they got to Pozsony (Bratislava). He became a pupil of the Royal Catholic Grammar School, and for eight years i. e. from 1873 — 81 he was known there under the name of Rezső Kövesligethy.

History did not very much captivate his attention. He was taught in physics by D. Fridrik and was introduced into mathematics by F. Dohnányi who at the same time was teaching him shorthand during four years. The knowledge of shorthand proved to be very useful to him throughout his life. Dohnányi was teaching the so-called „pan-stenography” which can be applied to all languages and for three years in succession Kövesligethy was awarded a golden memorial medal as the „best” pupil.

The 8th September 1879 was a significant day for their school as on that very day A. Trefort, minister for public education, in company of Dr. K. Than and Dr. R. Eötvös, university professors visited the grammar school. That was the first occasion for the 17 years old student to meet his later chief and benefactor and even later his fellow professor and fellow academician R. Eötvös.

When still a grammarian he showed a very lively interest for astronomy and had already successfully solved some astronomical problems. His teachers Fridrik, Dohnányi and his head-master Wiedermann encouraged him no doubt so that when it came to choosing a profession he decided to study astronomy although the medical job had also an attraction for him.

He spends his first free summer at Ógyalla and works for some time in the private observatory of M. Konkoly-Thege. Already in the first year there, in 1881 he makes some colorimetric observations on one of the comets which have been recorded in the Annales of Ógyalla. Thus he embarks on his astronomic career. He registers for philosophical studies at the Vienna University. He has no difficulties whatsoever as regards the language as he speaks perfectly well German, even the classical languages, as well as French, English and Italian.

His professors in Vienna Theodor Oppolzer, Josef Stephan, Emil and Edmund Weiss were all astronomers and he became very soon their favorite pupil because they discovered in this modest student much promising talents. He always spent his summer holidays in the home of Konkoly-Thege from whom he learned a great deal and whom he honoured very much and claimed to be one of his pupils. The years he spent in Ógyalla had no doubt a decisive influence on his future. In 1882 as a university student in Vienna he was active on one of the chairs for physics, and in 1883 at the Observatory of the university. He worked together with the renowned director of the Potsdam Observatory H. C. Vogel in Vienna, who offered him the post of an assistant at Potsdam, but Kövesligethy preferred to give way to the invitation of Konkoly and thus he became observer in Ógyalla. He terminates the 3rd year of his university studies as a private student resident in Ógyalla. On the 18th of July, 1884 he obtained his doctor degree of philosophy in Vienna, "summa cum laude".

His dissertation entitled "*Prinzipien einer theoretischen Astrophysik auf Grund mathematischer Spectralanalyse*" (Principles of a theoretic astrophysics on basis of mathematical spectro-analysis, *in German*) remained but a manuscript, although in his great work forming the basis of his reputation he uses these results. Then the world-known Oppolzer also encouraged him to stick to his astronomic carreer, and so he did. Vienna, Ógyalla and later Kiskartal (Podmanitzky's Observatory) were the starting points of the young scientist, and everywhere the extremely polite young man met with great sympathy.

At that time Kövesligethy was already 25 years old; he entertained the idea of founding a family, and he almost lost his heart for a young girl from Érsekújvár. First, however, he had to secure some job ensuring his subsistence. His application addressed to Trefort had already been favourably accepted by the Minister for public education A. Csáky, and thus he was appointed assistant at the Institute for Meteorology and Terrestrial Magnetism in Budapest. Here he was active as from October 1887, but at that time the research conditions at the Institute were so poor that after a year's service he had to abandon this post. Nevertheless, his interest for meteorology remained alive and later on he wrote a number of studies in this field. As a university professor he often delivered lectures both on meteorology and climatology.

As regards his carreer it is only in 1888 that he hit the target. He was appointed assistant in the Institute for Physics of R. Eötvös. The great scientist became aware of Kövesligethy's ability already as early as 1889 when he was but 27 years old and he accepted him as Privatdozent in "*cosmography and geophysics*". He delivered his trial lecture on 21. 11. 1889. The connection of these two subjects appeared to be a wonderful coincidence; the study of the universe and the inner forces of the Earth — astronomy and seismology — reached development on new grounds closely connected with his name. This has been proved by a great number of his books, some hundred lectures and his activity as a university professor which post he assumed for nearly 40 years. In one of the summer half-year terms, in 1908 he gave a series of lectures on seismology at the Rome University as a guest.

In 1897 he was named professor of cosmology. In the fall of that very year when the professor of astronomy G. K o n d o r died he was entrusted to give lectures on astronomy as well.

The efficiency of work done by K ö v e s l i g e t h y as a university professor was amazing. He achieved a great success with his lecture dealing with the „*Stability of our Planetary System*”. Formerly it was obligatory for the candidate to submit a separate study when appointed to the chair. He fulfilled this condition in 1887 and submitted his lecture entitled „*The equilibrium of ideal gaseous celestial bodies in space and time*”. This, however, as well as his doctor thesis remained in manuscript.

In 1899 M. K o n k o l y - T h e g e offered his private observatory to the state, and in 1900 K ö v e s l i g e t h y was appointed as its deputy director, but after 4 years he resigned. On 15. 3. 1904 he became ordinarius professor of the University of Budapest.

At the University he gave 8 – 12 lectures per week on astronomical geography, geophysics as well as on astronomy and seismology. His working capability was rather amazing and his lectures were elaborated in the most precise manner. He frequently gave lectures on seismology and he has educated outstanding researchers among whom I just want to mention J. E g e r v á r y, I. J á n o s s y and S. S z i r t e s. Being an excellent lecturer he was very popular among his students and he could solve even the most intricate problems with perfect ease. He maintained a closer relationship with some of his students who were absolutely fascinated by his informal manners. He liked his students and lent an understanding ear to everybody who ever turned to him and he tried to be helpful whenever he could. Both his civility and his politeness were almost proverbial.

He had an alround intelligence, music, sculpture, painting, classical literature all of these topics were equally interesting to him. The European art treasures from St. Petersburg up to Madrid and from London up to Constantinople were all known to him. His broad knowledge of languages made it possible to him to read the monographies in the original language. Not only did he give a proof of his thorough knowledge in his social connections, but this became also apparent in his popular scripts. It was a perfect pleasure to attend a society when K ö v e s l i g e t h y was present, and nobody could put him such a question which he did not answer satisfactorily.

Mathematics and cosmography were the main points of his lectures and he had a considerable number of attendants. In the first years he delivered a great number on astronomy and even did he give popular scientific lectures to those who were interested. At these lectures the auditory was usually crammed, and students of other topics attended it as well. He also lectured on general and descriptive geography; this happened when L. L ó c z y went on leave and after when L ó c z y was appointed Director of the Geological Institute. After G. C z i r b u s z has retired he still delivered these lectures which he held with an exemplary consciousness. Unfortunately, however, only a small number of these lectures were published.

He was first recommended by M. K o n k o l y - T h e g e as a member of the Hungarian Academy of Sciences in 1894 when he was 32 years old, but was only elected as a corresponding member in 1895 after a repeated recommendation. Beginning from that time onwards till 1919 he was an extremely

diligent member of the Academy. Already prior to his election as a member a great number of his works were published in the different editions of the Academy as well as in the Annales of the Konkoly-observatory at Ógyalla.

In 1897 he made his inaugural address and quite surprisingly he did not choose his topic from the scope of astronomical sciences but from that of seismology. This entitled: "*New geometrical theory of seismic phenomena*" (in Hungarian) was of particular importance and was published also in German language in the Society of German Seismologists under the title: "*Neue geometrische Theorie seismischer Erscheinungen*".

At the end of the last century the seismic phenomena of the Earth were a topic on which a number of researchers were active. However, an international organization was lacking to direct studies according to uniform viewpoints, and which could have published the results of the respective researches thus arrived. In order to meet this long-felt gap the first international seismological conference has been convoked in Strasbourg in 1901 and the second one in 1903. K ö v e s l i g e t h y attended both conferences and was elected as general secretary. The above two conferences have paved the way for the foundation of the *International Association for Seismology* which held its first meeting in Rome in November 1906.

The world war I. put an end to this perfect collaboration. K ö v e s l i g e t h y travelled to St. Petersburg to attend the projected 5th meeting there, but he could return from there with great difficulty and only by the intervention of the excellent Russian seismologist the prince Galitzin, a relative of the Tsar. He reached the climax of his literary activity in the years prior to 1919. Besides the already mentioned geometrical theory his most important treatises dealt with the "*Fechnerian psychophysical law in seismology*" and after "*Seismic hysteresis*". In further development of this theory he writes already in 1910 in the Italian Seismologic Journal about "the possibility of predicting earthquakes" ("*Sur la possibilité de la prévision des tremblements de terre*").

He was still interested in this question at the time when he could no longer continue his lectures at the University after the lost war, but when he resumed his lecturing activity the trend of his interest was directed towards the solution of this question until the end of his life.

On 24th April 1922 he submitted in Strasbourg his dramatic report on the 5th conference postponed on account of the world war, as well as about his activity of a general secretary during the war. At the Association he was given great appreciation for his services rendered. On the 8th of May 1924, at the third annual meeting of the Hungarian Geographical Society he was unanimously awarded with „Lóczy medal” in acknowledgement of his merits acquired on the field of seismology, and for his works entitled „*Seismology*” and his „*Manual of astronomical and mathematical geography*”.

This was indeed a great satisfaction and recognition because after the year 1919 K ö v e s l i g e t h y completely retired although, as already mentioned he was very intensely busy with the question of seismic hysteresis because he assumed to reach by this way the solution of the question of predicting great earthquakes.

In the catalogue of his works I found on two places this annotation: "Priority rights registered" namely in number 2731 of the "Astronomische



Nachrichten" of the year 1886 (327–328) containing his treatise on "*Spectroscopic study of the sun's own movements*". He was the first to ascertain the velocity of the sun by spectroscopical methods showing that it is progressing towards the Vega. The first method for ascertaining the approximate age of the stars is connected with his name. No doubt he was a pioneer, and if he had been faithful to astronomy he would have become one of the greatest theoretical astronomers of his age. However, he also became a pioneering personality on the field of seismic researches. His second priority claim refers to his treatise: "*Über die beiden Parametergleichungen der Spektralanalyse*" (Beiblätter der Annales der Physik und Chemie XXIV, 1910: 1280–1281). In this connection may I quote the words of professor M. B e k e as follows: „He writes a gigantic work in German on spectroscopy (1890). In this of his work he establishes a law which from the point of view of physical researches became later on epoch-making. He investigates namely how the spectrum of some material changes if that material is subjected to heat. That is to say he searches the influence of heat on the spectrum. The young scientist (at that time he was 26–27 years old) discovered such a law which was later developed by the German scientist W i e n some 10 years after K ö v e s l i g e t h y".

He wrote a number of treatises bearing on geographic sciences as well. At that time, however, he already was an internationally known seismologist. In his university lectures on geography he put a special stress on physical geography.

He was much unsatisfied with the poor mathematical knowledge of the students of geography. Therefore in the years 1911–12 and 1918–19 he announced lectures for geographers under the title: "Introduction into higher mathematics". In 1919 he made an effort at the philosophical faculty of the university that students going for physics, chemistry, geography, biology, psychology, statistics and natural sciences should attend such mathematical courses yearly with examples taken from the respective sciences they were studying. Moreover he asked the faculty to care for lectures to be held regularly on the history of exact sciences.

Here we have to mention K ö v e s l i g e t h y's ability of popularisation. In the series entitled "*Universe*" he gave a wonderful piece of work in the hands of people at large in collaboration with Prof. C h o l n ö k y.

Our description of K ö v e s l i g e t h y would not be a complete one if we did not mention his sole literary essay on history of astronomy, which remained but in manuscript and which he wrote when he was 40 years old. This essay is entitled "*The harmony of the spheres*". It covers two parts, the sub-title of the first being: "The legend of verb", and that of the second part "A chapter of cultural history". In this study he gave a brilliant example of popularisation. He starts with ancient astronomy and makes mention of P h y t h a g o r a s, P t o l e m a e o s, G a l i l e i, K e p l e r, T y c h o - B r a h e and C o p e r n i c u s. On basis of the first manuscript of this work he built another variation of same being something like a play.

In 1932 this outstanding scientist retired. Following a long lasting illness he died on 11th October, 1934.

In remembrance of R a d ó K ö v e s l i g e t h y we may readily quote the words of H o r a t i u s:

"*Non omnis moriar*".



## KÖVESLIGETHY AS A SEISMOLOGIST

B. SIMON

At the turn of the century the interest of R. Kövesligethy was ever so much focussed on seismology, especially due to the devastating earthquake of Messina. Already at the 6th Geographical Congress in the year 1895 suggestion was made for calling into life of the *International Association for Seismology* in order to coordinate the research work carried out on this territory. At the preparatory meetings which took place in 1901 and 1903 Kövesligethy participated as a delegate of the government. In 1905 when the Association was finally founded he was elected general secretary which post he maintained until 1916 when the Association was dissolved. The fact that he was internationally recognized and esteemed is not solely due to his scientific activity and outstanding knowledge of languages but also to his unparalleled organizing ability.

Taking into consideration the extraordinary favourable position which our country occupies with a view to the registration of South-european earth movements, Kövesligethy organizes the Hungarian Seismological Service in 1905. According to his conception the Central Institute for Seismology is called upon to fulfill seismological services in Hungary both from the theoretical and practical point of view. Similar researches were based on examinations preceding the gas-explosion of Kissármás, moreover the investigations of the extent of damage caused by vibration in consequence of traffic. Kövesligethy gradually built out the stations of Fiume, Kalocsa, Kolozsvár, Kecskemét, Ógyalla, Temesvár, Ungvár and Zagreb calling for the help of the Hungarian Academy of Sciences, the government, public institutions and patrons. The observations of these provincial stations were evaluated and published by the central office in Budapest.

Kövesligethy took in hand the macroseismic service from the Institute of Meteorology and supplied it with a widespread network of subsequent workers. An undivided acknowledgement was extended to him for the excellent functioning of Hungarian seismic service by seismologists all over the world which went so far that after Strasbourg Budapest was chosen to become the centre and the office of the International Association for Seismology. Unfortunately, however, the world war I. has thwarted the realisation of these plans.

On the territory of seismology Kövesligethy's research work covered mainly the following topics: the exit angle of the seismic ray; the theory of geometrical ray theory free of hypotheses; the six seismic elements

and the determination of the focal depth of earthquakes by means of macroseismic data; the prediction of earthquakes on a scientific basis.

One of his main concerns was to secure a final home for his Institute. The building of it, however, was frustrated likewise by the world war I.

The Hungarian Earthquake Research Institute continued its activity after the death of Kövesligethy in the spirit of this outstanding scientist and on the way he has traced, and even to-day it considers to be its task to study the earthquakes both from the theoretic as well as from the practical point of view.

## KÖVESLIGETHY AS AN ASTRONOMER

L. BARTHA, JR.

Both scientific and technical development achieved in the last quarter of the past century gave new means in the hands of researching astronomers. Photography, photometry, mainly, however, spectroscopy offered a possibility to examine the physical properties of celestial bodies. A new branch of astronomy was born i. e. astrophysics. In Hungary M. Konkoly-Thege and J. Gothard have achieved significant results even on a world scale as regards the development of astrophysical methods; their younger contemporaries, however, among them B. Harkányi and R. Kövesligethy, acquired a reputation by the explanation of data and by creating a theoretical basis for astrophysics.

Kövesligethy's start on his career in the last two decades of the 19th century run parallel with the period of rapid development of astrophysics. It is absolutely clear that the young Kövesligethy (who already as a student has shown a lively interest for astronomy) turned with special attention towards this branch of science, but first of all towards astronomical spectroscopy. He made his university studies in Vienna (1881–84) but he spent the major part of his leisure time in the observatory of Konkoly at Ógyalla where he could acquire a thorough knowledge on spectroscopy as at that time this very observatory was even internationally known to possess an excellent spectroscopic equipment. He chose the subject of his doctor's thesis in the topic of spectroscopy (*Prinzipien einer theoretischen Astrophysik auf Grund mathematischer Spektralanalyse*, Wien 1884). Having dealt with this problem for nearly 20 years, he reached many significant results.

He started his astronomic activity in the observatory at Ógyalla. Here he prepared so to say quite alone that large-scale catalogue containing spectroscopical classification of stars between the declination of  $0^{\circ}$ – $15^{\circ}$  having a brightness of over 7.5 in the order of brightness, and of course according to the former classification of Vogel (Beob. Astrophys. Obs. Ógyalla, Bd. 8 Theil 2. 1887). This catalogue was joint with the annotations of the Potsdam observatory covering the northern firmament, and was of a basic importance in its time.

Beside the spectroscopical classification of these 2022 stars the observation of stars of a special spectroscopical type was considered rather a routine work, and applied to the determination of a number of luminosities as well as to the determination of data on meteors observed between 1871–80. Kövesligethy made very interesting observations of the decreasing

stage of luminosity of the Nova Andromedae which flared up in 1885. (Értekezések a Term. Tud. köréből; in *Hungarian*, Budapest tome 14, 1889). These latter observations were carried out by him in 1886 in the private observatory of G. Podmanitzky at Kiskartal. It was Podmanitzky who covered his travelling expenses to Prussia in 1887 where he observed a complete solar eclipse. This was the first Hungarian solar eclipse expedition, the successful work of which was unfortunately thwarted by the sky being unusually covered.

Kövesligethy, however, was first of all a theoretical researcher. On this field it was characteristic for him to see the problems under a new aspect and in an ingenious way. Thus he first raised the possibility that the movement of the sun in relation to the surrounding stars could be retraced from their radial velocity (*Astronomische Nachrichten*, 114. 25. 1886). He, however, was most interested in the theory of continuous spectra.

Beside his studies bearing on this topic his important work edited in the German language is rather significant (*Grundlage einer theoretischen Spektralanalyse*, Halle 1890). In this work he came close to the discovery and precise formulation of the law of Wien (preceding by 10 years the Nobelprize bearing Wien).

In the years at the turn of the century the interest of Kövesligethy was focussed ever so intensely on geophysics, to the loss of Hungarian astrophysics. Besides some personal reasons and the fact that the equipment of the Ógyalla observatory which in the 80's of the 19th century was yet on an international level quite outstanding, became gradually obsolete in respect to the speedy development of similar institutions abroad, all this may have played a part in his above attitude. Slowly the equipment of the Ógyalla observatory could by no means meet modern requirements any longer. In a number of essays Kövesligethy treated the question of the form of the earth and the genesis of moon-craters; these, however, apply in many points of view to the topic of geophysics.

Up to the end of his life he has shown a lively interest for astronomy, and at the department of cosmography he lectured both on geophysics and astronomy. The fact that the classical branches of astronomy were not unknown to him is well shown in his book (*Manual of mathematical and astronomical geography*, Budapest, 1901). Besides he did a great deal of popularizing work. His astrophysical activity which started on a very high level was unfortunately interrupted at the turn of the century.

# SUBSURFACE GEOLOGY OF THE SOUTHERN GREAT HUNGARIAN PLAIN AS SHOWN BY OIL DRILLINGS

V. D A N K

Hungarian Oil and Gas Trust, Budapest  
(Received 16<sup>th</sup> December, 1962)

## SUMMARY

The area of Hungary is predominantly basin formation. In lack of an adequate number, and depth of drilled wells the geological recognition of basin-sediments, and basin-floor underlying the Great Hungarian Plain are considerably lagging behind those areas, which may be studied on the surface. The subsurface-geological study of the Great Plain started in 1941 simultaneously with the oil exploration. Systematic and extensive prospecting based on scientific concepts was initiated but in 1945. On the basis of data available at present it may be established that there existed no uniform land built till the end of Cretaceous up to crystalline Palaeozoic rocks - as was supposed by some investigators prior to the oil prospecting - but it is composed of Palaeozoic and Mesozoic formations of variable facies. This surface, forming the basement at present, has sunken at various times, and in various rates during the earth history. The subsidence of some areas began already in the Palaeozoic, while of others but in the middle of the Miocene, and there are areas which were not flooded by until in the Pliocene. It is characteristic of the southern part of the Great Plain that the basin floor consists of Palaeozoic metamorphic, sedimentary, plutonic and volcanic as well as of epicontinental clastic Permian-Jurassic-Cretaceous sediments of calcareous facies. There is an Upper Cretaceous - Palaeogene Flysch zone extending along the river Tisza.

During the evolution of the area the sedimentary rocks previously formed have undergone metamorphism due to the Variscan orogenesis accompanied by intrusion of granitic plutones and quartz-porphry dikes. The Austrian orogenesis is of primary importance. The connection existing between the western and eastern part of the basin in Triassic and the Jurassic is blocked by flysch formations and basic intrusions along the river Tisza in this period. Thereafter three partial basins may be distinguished: 1. The Baranya - Bács Kiskun Neogene basin with Palaeozoic, Mesozoic basement; 2. The Neogene basin with Flysch basement along the Tisza; 3. The Neogene basin with Palaeozoic, Mesozoic basement of the area of the Tisza. The counterparts of the Tertiary Alpine orogenesis are on the Great Plain subsidences and uplifts accompanied by a structural development controlled by fractures. The Neogene basin in the area between the rivers Danube and Tisza is shallow and the elevated ranges and depressions have E - W and NE - SW strike. East of the Tisza-line - a geotectonic zone - the predominant directions change to NNW - SSE. The intensive subsidence which has taken place in the Pliocene east of the Tisza is conspicuous.

Although until now but the elevated ranges have been explored more intensely it may be ascertained already that the distribution of hydrocarbon occurrences has a chain-, and zone-like arrangement bordered by major depressions to source rocks. Mesozoic shallow-water marine sediments with traces of bitumen and the Flysch may be considered as well as the Lower Pannonian (Pliocene) marls. As reservoir rocks the fractured Palaeozoic (metamorphic and volcanic) rocks, Mesozoic limestone and dolomite, the Tortonian-Sarmatian limestone and sandstone, to a major part, however, the Pliocene, chiefly Lower Pannonian conglomerate and sandstone beds may be classified. The late process of secondary migration is principally demonstrated by the accumulation of oil and gas pools in the Pliocene reservoirs of gentle folds formed by compaction. In future the deeper basin-formations are waiting exploration. The relative uplifts, terraces, wedging outs of strata, and prevalence of abrupt changes in thickness, as well as in lithologic characters common on the edges, may have permitted numerous additional accumulations in the first place in the Pliocene formations.

## Introduction

Hungary's territory is occupied predominantly of basins, morphologically plains. Already at the turn of the century basic studies concerning the areas of Central mountains were available for later investigators. Well accessible outcrops, mining activities for industrial minerals on the margin of basins facilitated to obtain geological information, forwarded knowledge. On the other hand basin structures underlying the plain were considered as "terra incognita" for a long time in the geologic literature due to the lack of direct investigation methods, and of deep drilling. Concerning such areas only theories and speculations more or less approximating our present concepts have been put forward by extrapolating the evidences supplied by surface data. Consequently, the geologic recognition of the Great Hungarian Plain lagged considerably behind that of other areas, and the assumptions were strongly influenced by generalization of informations obtained on the areas just under investigation. The hypotheses were rather of a structural than of a stratigraphic nature. On basis of his experiences in Transsylvania H. B ö c k h [1, 2, 3], pioner and introducer of modern exploration for hydrocarbons in Hungary, assumed the presence of the Miocene salt domes and folded structures beneath the Great Hungarian Plain too. His follower, V. F. P á v a i [4, 5, 6] tried to prove in numerous studies the folded nature of underground structures of the Great Plain as well as a continuing process of folding up to recent times. In support of his concept he constructed "bundles of folds" of dips measured in Quaternary formations. L. L ó c z y [7, 8] supposed the basin basement to be a consolidated part of the crust built of crystalline Palaeozoic rocks in the "troughs" of which Mesozoic formations, and then similarly as in an archipelago, younger basin sediments were deposited without any evidence of folding. He pointed out that neither the Paleogene sea nor that of the older Miocene have ever flooded the entire area of the Hungarian basin. (According to his opinion the whole basin was inundated but in the Upper Mediterranean). G. y. P r i n z [9] called this consolidated central massif "Tisia", and stressed its uniformity. He attributed to this central massif the role of a "last" during the folding of the Carpathians, and emphasized its efficiency in the development of the fold-ranges of the Carpathians. The "Tisia" responded by breaks to the affective forces. On its territory later processes of sedimentation have been controlled also by these fractures, uplifts and subsidences.

According to K. R o t h [10, 11] ,, . . . folding in the inner part of Hungary has terminated by the end of Mesozoic era, and consolidated to the rigid "Tisia" massif forming a uniform land".

On basis of through investigation of younger Tertiary and Quaternary formations as well as of studies on geothermal conditions J. S ü m e g h y [12, 13, 14, 15] supposed the presence of rigid tables dissected by faults below the Great Hungarian Plain which were considered to be of bent "listric" nature by E. S c h e r f [16]. E. V a d á s z [17, 18] emphasizes the block-faulted structure of the Plain its basement consisting of Paleozoic, Mesozoic belts along stripes. He further points out that the buried prolongation of the formations observed in the morphologic mountains may only be expected in the vicinity of the mountains, and that since the Sarmatian the basin facies differ from the former ones. The basement is not uniform. There is no "median



mass" present, but parts of it dissected by faults revealed differences in sequence, nature, and extent, of subsidence or elevation, respectively. These manifestations of movement exclude the possibility of folding. The geomechanical analyses of E. R. Schmidt [19, 20] introduce further evidences for a block-faulted structure in the Great Hungarian Plain.

The list of quotations could be continued as nearly all active students devoted to their profession, were interested in this problem, and almost every geologist with some reputation had his own opinion in one respect or another, regarding the subsurface geology the Great Plain. As at that time there were no reliable data available, the predominance of theoretical concepts resulted in an extensive literature (in volume) in those times then afterwards following the beginning of actual exploration work.

From this short review it is evident, that two concepts were reflected by the literature concerning the subsurface geology of the Great Plain. The same contradiction may be found in the opinions of authors of comprehensive synthetic works. The development of the Hungarian basin is considered to be a folded area by Suess, Uhlig and Kober, by others, however, as Staub, Mojsisovics, Kraus, and Petkovic it is inserted a block-faulted „Germano-type” structural element into their comprehensive pictures.

The geology, structural relationship of the Great Hungarian Plain were treated only by synthetic works ensuring a wider outlook. That was a natural consequence of the lack of adequate information, as until 1940 only four holes drilled beyond the depth of 2000 meters have been recorded. In fact only the works of J. Pazár [21], Gy. Halaváts [22, 23], the stratigraphic descriptions of E. R. Schmidt [24, 25], K. Kulcsár [24], L. Majzon [24, 26], Z. Schréter [24], and K. Papp [27, 28] as well as a manuscript of E. Vadász [17] were evaluations of factual material, and they served as a good starting point for the investigation of subsurface geology basin structures.

The subsurface geological recognition of the southern part of the Great Plain started with the economically successful exploration activities at Tótkomlós in 1941. More than two decades elapsed since that time. The ever increasing number of deep drillings has not only decided the controversy about the folded and block-faulted style in favour of the latter, but they have led to the discovery of oil and natural gas pools which are on the country's scale of considerable importance.

Following 1945 the systematic exploration activities carried out on a scientific basis furnished a continuous series of informations. The micropaleontological studies of L. Majzon [26, 29, 30, 108] offered excellent basis for comparison, correlating stratigraphic studies of the Plain, with those other parts of the country. On the basis of G. Szurovy's [31, 32, 33], L. Kőrössy's [34, 35, 36], G. Csiky's [37] and L. Völgyi's [38] papers the possibilities of interpretation of scattered data became easier, and from certain points of view allowed further inferences. Syntheses of Gy. Kertai [39, 40, 41] on geological development, oil genesis, structural evolution, and trap-formation serve as fundamentals of our present day's hydrocarbon exploration. The ever increasing number of papers by geologists working in the oil industry with reports on new data, and comprehensive information on some parts of the area as well as surveys on the country's scale represent one brick each in

the building of a great synthesis. These are critically summarized in the basic work of E. V a d á s z [42] „*Geology of Hungary*.” Since the publication of its second edition [1960], an amended and re-written issue, the exploration work in the Great Plain has been carried on at an increasing pace, and remarkable successes have been attained both from geological, and economical point of view. Since then the geological staff working in the field of oil geology contributed to our knowledge of the Plain by several new reports and reviews. These are partly published treatises by L. M a j z o n [43], K. S z e p e s h á z y [44], G. C s i k y [45], M. S z é l e s [46], and V. D a n k [47, 48, 49], partly manuscript reports and descriptions by L. K ő v á r y [50], Mrs. B. C s o n g r á d i [51, 52], C s. R a v a s z [53], V. D a n k [54, 55, 56].

Petroleum-geological syntheses by G y. K e r t a i [57, 58, 59, 60] covering the whole country have been published both in the inland literature and abroad. In the field of geophysical reviews with geological aspects the works of L. E g y e d [61], and V. S c h e f f e r [62, 63, 92, 93] published in Hungarian, and in the foreign literature are of basic importance.

The following report has been prepared on basis of the aforementioned informations, and the author's personal observations, thus it should be regarded as result of collective mental activity.

### Stratigraphic conditions

#### *Paleozoic*

Adequate informations from deep drillings are already available to permit certain subdivisions of the Paleozoic formations of the basement. We can distinguish metamorphic rocks which originated from clastic sediments due to of dynamothermal metamorphism and metamorphosed igneous rocks. This distinction affords by the possibility of petrological evaluation and the study of geological setting a reliable proof for the reconstruction of processes. Now there is the possibility to distinguish areas in the southern Plain formed by different kinds of crystalline schists. The lithological examination of the materials obtained by core-drilling, the recognition of their geological setting, and the comparison of same with the results of detailed studies on outcrops permits the subdivision of the rocks of the crystalline basement by ages as well as to determine the time of their metamorphism.

In the southern part of the Great Hungarian Plain clastic sedimentary rocks (sandy clays, sandstones, arcoses) contributed predominantly to the building up of basement as established by the detailed microscopic investigations of K. S z e p e s h á z y [64]. In the southern part of the area between the rivers Danube and Tisza biotite schists at Madaras (Ma), muscovite-biotite schists at Kunbaja (Ku), biotite-muscovite schists, epigneisses at Érsekcsanád (Écs), biotite schist at Jánoshalma (Jh), micaschists at Izsák (Iz), sericitic quartzite at Nagykovács (Nk), and in the southern part of the area east of the Tisza garnetiferous muscovite schists, quartzite schists, phyllites at Pusztaföldvár (Pf), zoisite-fels at Battonya (Bat) are known. These sedimentary rock-masses have been invaded by magmatic intrusions prior to the regional metamorphism associated with Variscian orogenesis, the plutons themselves have also undergone regional metamorphism due to orogenesis. In the southern part

of the area between the rivers Danube and Tisza granite gneisses Jánoshalma (Jh) in the southern part of the area east of the river Tisza porphyroide at Pusztaföldvár (Pf), and orthoamphibolites at Battonya (Bat) have been recovered from deep wells.

The metamorphism of both sedimentary, and igneous rocks is characteristic to a deeper level of the epizone, and to the mesozone. On the basis of their depositional features, and their mutual relationship, a lower Early Palaeozoic sedimentation, and a younger magmatic activity intruding it may be distinguished. Their metamorphism may be fixed during the Variscan orogenesis, thus they were found prior to Carboniferous. E. V a d á s z [42] points out, that similar to the crystalline schists in the surroundings of Sopron the schistose basin floor of the Great Hungarian Plain may contain a Precambrian formations too.

Later on the sedimentary igneous complex of the central part of the area between the Danube and Tisza as well as in the southern part of the area east of the Tisza already metamorphosed during the Variscan orogenesis has been penetrated by granite intrusions. The granite intrusions reveal partly synorogenic, in some stages, however, postorogenic conditions of formation. Although rocks suggesting certain marginal facies were mentioned by K. S z e p e s h á z y [64] the geological setting indicates chiefly tectonic contacts between unmetamorphosed granite, and the older crystalline schists. (In the area between the rivers Danube and Tisza in the surroundings of Nagykőrös (Nk), and Kecskemét (Kecs) the biotite granite stock, in the area east of the Tisza the biotite-muscovite microcline granite of Battonya (Bat), and those of marginal development revealed at Mezőhegyes (Me), Végegyháza (Vé).

By comparison with the Mecsek Mountains and the proof furnished by the quartz-porphyry Upper Permian clastic sedimentary complex locally overlying both older schists, and granite, the intrusion of granite may have taken place in the Carboniferous.

Following the granite plutonism, the granite masses have been invaded by quartzporphyry dikes accompanying the locally considerable volcaninc activity which correponds to the last stage of Variscian orogenesis. At Battonya (Bat) it can be well observed that the quartz-porphyry has cut through a granite mass lifted in the final stage of Variscian movements, and spread out over the granite surface. The reworked clastic material of the quartz-porphyry is very abundant in the younger Permian sediments. Mecsek, southern area between Danube and Tisza, Nagykőrös (Nk), Kecskemét (Kecs). The eruption may be fixed in the Lower-Permian, as Lower Permian formations penetrated by quartz-porphyry were related by E. V a d á s z [65] from the Mecsek Mountain, and oil well data suggest, their intercalation between the granite and Upper Permian clastic sediments.

The drilling activity in course supplies new and ever increasing informations, to the get acquainted with the Crystalline basement, all the more because scope of drillings is at present not only to reach the bottom of the basin, but — as it will be shown on the example of the Battonya oil pool — hydrocarbon reserves accumulated in economic quantities in the weathered, fissured zone of the Early Palaeozoic surface.

The picture would be more complete if we made some comparison with the crystalline basement of the areas beyond the country's southern and eas-

tern boundary. Beside L. K ó r ö s s y ' s [35] paper on this subject, K. S z e p e s h á z y and the author had the opportunity to consult respective Yugoslavian materials.

Relying on this we know, that the crystalline basement of the area east of the Tisza continues eastwards, and in the Transylvanian Bükk and Réz Mountains it reaches the surface again. Some wells drilled on the Rumanian-Hungarian border refer to this fact. The crystalline basement penetrated by the Székudvar, Kisjenő, and Gyulavarsánd wells east of the Pusztaföldvár (Pf) area as well as the drillings southeast of Battonya (Bat) in the surroundings of Arad, at Zádorlak, pierce the surface in the Hegyes-Solymos Mountains. In Yugoslavia the bottom of the recently developed oil field in the area of Kikinda (Bánát) proved to consist of crystalline rocks. The Paleozoic basement consisting of crystalline rocks at Örményháza (Jermenovci), Boka, Zrenjanin, and Elemir as well as south of our Madaras-Kunbaja area at Szabadka were well known previously. Westwards, in Transdanubia the area around Pécs has been studied in detail, the granite drilled at Szekszárd was known previously, a recent information is the micaschist occurrence at Dunaújváros (Szt) (— 814 meters).

Late Paleozoic sedimentary formations are known from the wells drilled in the area between the Danube and Tisza, in the vicinity of Nagykőrös (Nk), on the south, along the Yugoslavian boundary at Érsekcsanád (Écs), and in the southern part of the area east of the Tisza near Tótkomlós (T). They are generally terrestrial clastic sediments which — according to our present knowledge — might be identified as Upper Permian formations.

As a result of the exploratory work in the surroundings of Nagykőrös (Nk) we know that the Early Paleozoic crystalline metamorphic formations are overlain by rust-brown, terrestrial sandstone and conglomerate formations with discordance. The coarse clastic material consists — according to the investigations of K. S z e p e s h á z y — of granite, quartzite, mica-quartzite, quartz, and quartz-porphry. M. D e á k — H o r v á t h identified in this formation sporomorphs characteristic to the Upper Permian. On the south, in the surroundings of Érsekcsanád (Écs) we know of a terrestrial formation with carbonate-free sandy matrix of similar character with the Mecsek and Nagykőrös developments. According to E. V a d á s z ' s conclusions the terrestrial clastic formation with an estimated thickness of 2000 meters may be subdivided into three parts. On the basis of the flora-elements of East-alpine type it belongs to the Upper Permian, but according to more recent considerations it may include the whole (Lower-Middle-Upper) Permian too. In the Bihar Mountains of Roumania quartzporphyry and diabase intercalate beds of red conglomerate, sandstone, and sandy shales. Both here, and in the mountain range of Kodru-Koma there are abundant silicified remnants of trunks of Araucarites indicating Permian.

In the southern part of the area east of the Tisza, in the surroundings of Tótkomlós (T) similar sandy-gravelly strata are known, but with siliceous matrix which underly the Triassic according L. K ó r ö s s y ' s [34] profile. G. C s i k y however considered them to be surely Permian, and ranged them with the Permian formations of the Béli Mountain of Transsylvania. Recent recognitions (Nagykőrös, Érsekcsanád) seem to support this conclusion.

## Mesozoic

As constituent of the basin-floor, it is known since 1941 from the Tótkomlós (T) wells. Later, the holes drilled in 1953 at Kiskőrös (K), in 1959 at Izsák (Iz), and in 1960 at Pusztaszőlös (Psz) reached Mesozoic, too.

## Triassic

Lower Triassic sediments are known at Tótkomlós (T) where the Lower Triassic of similar facies is overlying concordantly Permian terrestrial sedimentary formations. This yellowish sandstone and quartzite formation is similar to the Lower Werfenian (Seisian) beds described from the Béli Mountain. In the Mountains Királyerdő, Bihar, Béli, and Kodru the clastic Werfenian beds of the Lower Triassic are conformably underlain by the Upper Permian.

In the Nagykőrös area, in the wells drilled at Kálmánhegy we got acquainted recently with Lower Triassic formations which deposited concordantly upon Upper Permian of the identical facies. It consists of coarse grained sandstones growing gradually finer containing intercalations of anhydrite, and cellular dolomite. The Lower Triassic of the Mecsek has according to description of E. V a d á s z [65] the same development, and there it overlies also concordantly Upper Permian red sandstones — with dolomitic transition beds.

Middle Triassic formations are known to be represented in the Tótkomlós (T) complex, by dark grey and black shales. The Mollusca remains found here have been identified by L. B o g s c h [63] as *Daonella moussani Merian*. L. K ő r ő s s y [34] points out the possible connection of this area with the Béli Mountain in Roumania. *Daonella* containing dark shales of Wengen facies were mentioned by E. V a d á s z [42] from the Kodru Mountain. Similar dark grey shaly limestones occur in the ranges of Bihar and Királyerdő Mountains. This development of Middle Triassic cannot be associated with the Brachyopoda-containing limestone facies of the Mecsek. E. V a d á s z [42] noted that the Middle Triassic of Tótkomlós cannot be correlated with the Ladinian of Jászberény drillings either.

In the surroundings of Nagykőrös (Nk), the fossils found in the marls overlying dolomitic, anhydritic Lower Triassic formations (*Lingula tenuissima*, *Myoconcha* sp., *Anoplopora* sp., abundant *Terebratula* sp.) are characteristic — according to E. V a d á s z [42] — both of the Wengen beds of the Ladinian stage, and or of the Carnian stage.

In the area of Tótkomlós (T) several wells bottomed in Upper Triassic. On the basis of the samples available it was impossible to decide whether the obtained fragments of light grey dolomite, greyish-black shale, hard, brownish coloured limestone may derive from the solid formation or the telus covering it. In the first hole drilled at the nearby Kaszaper (Kasz), in a depth of 1902 (—1803) meters the well penetrated a hard, greyish-brown dolomite of conchoidal-break interwoven by calcite veins, of lithologic characters identical with those of Carnian stage. It may be correlated principally with the dolomites of the Roumanian Hegyes-Solymos Mountains. In the Mecsek Mountain the Carnian, and Norian stages are lacking due to the Early-Kimmerian uplift.

On basis of the recent facies studies E. V a d á s z [42] suggests, that along the line of Tura – Tóalmás – Nagykőrös might separate the Triassic developments of the Hungarian Middle Mountains from these of the Bükk Mountain. In the fiscal Well No. II. at Hajdusoboszló the formation in a depth of 1447 to 2032 meters assumed as Triassic by I. F e r e n c z y and L. L ó c z y proved to be Cretaceous Paleogene Flysch, according to recent recognitions. (Carboniferous, according to H. B ö c k h and Flysch, according to K. P a p p.) In the southern part of the area, interlying Danube and Tisza in the surroundings of Tompa (Tp) grey dolomite of brecciated texture has been penetrated by several wells in shallow depth which could be ranged in the upper Triassic. In the wells drilled at Baja and Zenta (Yugoslavia), Upper Triassic dolomite formation similar to those of Tompa (Tp) were mentioned by D. N i k o l i c – R. K é m é n c i. At Izsák (Iz), the drilling reached dolomite of Upper Triassic character overlying Paleozoic schists, in a thickness of over 50 meters. It is overlain by Cretaceous formations of epicontinental facies.

### *Jurassic*

Jurassic formations were exposed by several drillings on the Great Hungarian Plain. In 1953, the first finding in a well drilled at Kiskőrös (Kk) provoked still a great surprise. The bit penetrated from 1496 to 2055 meters Jurassic formations underlying the Miocene. According to E. V a d á s z's interpretation each of the upper-middle-, and lower portions of the Liassic of Gresten facies are represented in it. It gradies upward into the Dogger of more calcareous facies, and terminates in a red, bulbous limestone formation. Its macrofauna is – according to E. V a d á s z [42] – characteristic to the Bathonian Kellaway stage. The Jurassic age of the formation has been corroborated by the micropaleontological investigations of L. M a j z o n [108]. Coal-strings and carbonized plant remnants occurred in the Lower Liassic. In the dark grey pyritic shales of the Upper Liassic, *drops of oil* could be observed in the pores at the break of the rock. The trachydolerite dikes cutting the formation have been examined by L. D u b a y [108], who found them to be identical with those of the Mecsek mountains. E. V a d á s z assumed that the Upper Malm as well as the Lower Cretaceous stages of the Mecsek Mountain were also present, but abolished by succeeding erosion.

At Nagyszénás (Nsz), from 2830 meters to 3009 meters dark grey shales containing hardly identifiable fossils were found underlying Lower Pannonian. The fauna observed and prepared by M. S z é l e s is considered as Lower Jurassic (*Plicatula* sp., *Rhynchonella* cf. *Amalthei Quenstedt*, *Posidonomia* cf. *bronni* G. F., *Pecten Liasinus*) by E. V a d á s z.

At Madaras, in the well No. 3. dark grey limestone with calcite veins has been reached beneath the Lower Pannonian, and Miocene beds in a depth of 434 to 469 meters. On the basis of Brachyopods and Crinoidea columns as well as of the intercalating dark grey shales and sandstones it can be correlated with the Middle and Upper Liassic of the Mecsek Mountain.

In Pusztamérgeš No. 1., greyish-black, compact, hard limestone of crystalline texture, and intersected by calcite veins has been penetrated below Lower Pannonian beds, from 687 meters to the total depth of 694 meters.

Beside Crinoid stems, the micropalaeontological conclusions of L. Majzon [108] as its relation to the Cretaceous formations of the area indicate its Jurassic age.

In the southeastern portion of the Tótkomlós (T) area, dolomite debris of uncertain age, breccias, and reddish-brown crinoida-limestone of Hierlatz type are underlying Lower Pannonian beds. On the basis of some Brachyopoda-impressions the latter is – according to E. Vadász [42] – equivalent of the Tithonian-Lower Cretaceous formations of Transsylvania (Bihar Mountain).

In the well Pusztaszöllös No. 1., *Calpionella alpina*, *C. elliptica tintinnida*, have been discerned by L. Majzon [108] in dark grey and brownish-grey shales underlying Lower Pannonian basic conglomerates and Triassic dolomite debris between 1811 and 2361 meters. In their foot-wall Upper Jurassic-Lower Cretaceous formations were exposed. Later, in further Pusztaszöllös wells it was possible to trace this unit in close connection with Lower Cretaceous formations.

The Jurassic formations of the Tertiary basinfloor at Kiskőrös, Madaras, Pusztamérges and Nagyszénás may be correlated with those of the Mecsek Mountain. The Tótkomlós and Pusztaszöllös occurrences indicate connections with the Bihar Mountains in Rumania. On the basis of the data obtained from Nagyszénás and Kiskőrös, L. Kőrössy [36] supposed the prolongation of Lower Jurassic formations of Mecsek through the area between Danube and Tisza to the southern part of the area E of the Tisza. More recent information actually support J. Pompeckij's [71] concept about the bitumenous, coaly shoreline, of the assumed Lower Jurassic „Eastern continent”, reaching Hungary's territory.

### *Cretaceous*

Cretaceous formations are rather widespread below the whole Great Plain, thus in its southern part too. The Cretaceous formations recognized in the basin floor of the Great Plain may be classified by according to lithofacies, and genetical features. In the records of the fiscal Well Hajdúszoboszló No. 11. K. Papp [69] – relying on lithologic analogies – suspected only, L. Majzon [26], however, demonstrated as first in his correlating synthesis carried out on basis of microfaunal investigations, the presence of an Upper Cretaceous-Palaeogene Flysch range between Debrecen and Törtel. This Flysch zone is interpreted by L. Kőrössy [72] as a branch of the Inner-Carpathian Flysch belt of the region of Vihorlát-Radna Mountains. On basis of palaeontological studies of Mrs. B. Csongrádi [52], L. Majzon, J. Kőváry, M. Széles, and of the lithological observations made by K. Szepesházy, L. Dubay [108], as well as of the results of the drillings of structural exploration directed by L. Csiky, it may be stated that the epicontinental formations are extending chiefly below the area between Danube and Tisza, while Flysch formations, in the floor of the area E of the Tisza, and along the Tisza towards S.

### *Epicontinental Lower Cretaceous*

These formations most widely spread in the northern portion of the area between Danube and Tisza. They consist predominantly of terrestrial elastics. sandstone, red clay formations, conglomerates as well as diabases. The elastics

southwards into marly, calcareous-marly and calcareous beds, of the surroundings of Lajosmizse (Lm), Kerekegyháza (Ke) and Nagykőrös (Nk). Strong volcanic activity is indicated by the basic volcanics, principally diabases, of considerable thickness [168 meters at Nagykőrös (Nk), 100 meters at Hángács (NkH), 60 meters at Jászkarajenő (Jk)].

In the surroundings of Nagykőrös characteristic *Olegostegina* and uncertain *Tintinnids* have been discerned by L. Majzon [108] in brownish-grey limestone formations, on the basis of which it may be assumed that they belong to the Aptian – Albian stage. According to more recent reevaluations the *Tintinnids* found in the wells Nos. 1. and 18. by M. Sidó [73] they refer already to the Valanginian stage.

Among the structural drillings of Kerekegyháza well No. 6. crossed yellowish, or greyish-white limestones in a depth of 764 to 983 meters in which characteristic Lower Cretaceous microfauna has been observed by L. Majzon and J. Kóváry. Most abundant are the genera *Spiroplectammia*, *Miliolina*, *Bulimina*. The well No. 7. reached in a depth of 690 to 734 meters light brown, locally reddish, glauconitic limestone formations, in which *Tintinnids* were found beside above-mentioned characteristic association. In the well No. 8. the bit penetrated a formation consisting of limestones and calcareous marls in a depth of 996 to 1028,5 meters. In addition to the characteristic Lower Cretaceous microfauna, Crinoidea column have been found.

At Izsák (Iz) rock fragments rich in microfossils containing Lower Cretaceous faunal elements were found in Upper Cretaceous conglomerate, according to investigations of L. Majzon, J. Kóváry, and M. Széles [108].

At Kiskőrös the Lower Cretaceous is represented by trachydolerite dikes cutting the Jurassic, similar to the situation of the Mecsek Mountain. (In depth of 1683–1964, 1532–1537, 1500–1505 meters).

At Pusztaszöllős (Psz), in the southern part of the area E of the Tisza, sandy marls, shales were exposed by several holes in depths of 1700 to 2200 meters. In the formations of brecciated structure *Oligostegina*, *Tintinnida* sections, *Dentalina* and *Ostracoda* were recognized. Their close connection with the Jurassic has been mentioned before. This occurrence may not clearly be paralleled the moment with the nearby Rumanian occurrences. The reason is, the Lower Cretaceous marine sedimentation is often replaced in the Bihar Mountains by bauxite due to Neokimmerian movements. The same can be observed in the case of the Villány Mountain as well.

### *Epicontinental Upper Cretaceous*

In the surroundings of Nagykőrös (Nk) Upper Cretaceous coarse conglomerate of a thickness of 100–300 meters overlies unconformably and with gaps in sedimentation the Lower Cretaceous beds. The conglomerates includes volcanic rock debris, coarse sandstones, calcareous marls, limestones deriving from immediate surroundings. In the limestone-gravels of the conglomerate Lower Cretaceous fossils have been recognized by K. Szepesházy [74] and J. Kóváry.

At Kerekegyháza (Ke), in the well No. 5. reddish, yellowish-brown, pale-red and grey, compact marl formation has been encountered in a depth



of 858 to 903,5 meters in which microfaunal evidences of the Senonian stage could be identified by L. Majzon and J. Kóváry [108]. The abundant occurrences of *Globotruncana arca* Cushman, *G. stuarti* DeLapp as well as abundance of *Globigerina cretacea* D'Orb. is characteristic here.

At Madaras (Ma), in the well No. 5. sandstone, conglomerate, marl, calcareous marl, and limestone deposits have been reached below Lower Pannonian sediments between 451,3 and 600,4 meters, with characteristic abundance *Globotruncana*.

The well Csikéria (Csi) No. 5. penetrated shales, calcareous marls, sandstone, conglomerates which grade downwards into coarser grained sediments, with abundant *Globotruncana* fauna.

At Pusztamérges (Pm), Upper Cretaceous marl, and calcareous marl formation, proved by faunal evidences have been crossed by the well No. 2. on the top of the buried Mesozoic block in a depth of 638 to 650 meters.

Reviewing briefly the formations of epicontinental character the following conclusions may be drawn: a) the sediments in the area between Danube and Tisza are either terrestrial, or shallow marine sediments; b) between Danube and Tisza on the north Lower Cretaceous, in the center both Lower and Upper Cretaceous, and on the south only Upper Cretaceous formations were encountered; c) between Lower and Upper Cretaceous formations unconformity may be established (Austrian movements).

#### *The Cretaceous of Flysch character*

The scope of our present investigations does not cover the Flysch range running transversally from the northeastern part of the Great Hungarian Plain (Debrecen) southwestwards which has been stratigraphically defined by L. Majzon [108, 26] and described L. Kőrössy [72] in its entire palaeogeographic extent. From petroleum-geological point of view this interesting area has been recently evaluated by Gy. Kertai [41], and by E. Vadász [42] in form of macro-structural syntheses.

Since that time a clastic formation of Flysch character has been recognized in the central, and southern parts of the area between Danube and Tisza. A well drilled at Kiskunfélegyháza (Kf) reached formations of Flysch character, from 2540 meters. At Üllés (Ü) Pliocene formations have been crossed by the bit to a depth of 2200 meters, then followed some Tortonian beds in a thickness of 50 meters under which the first well was completed in 2273 meters in a formation of Flysch character.

From the works of V. Aksin [75, 76], D. Nikolic [77, 78], R. Kémencei [77], D. Marinovic [79, 80, 81] we are informed that the oil wells drilled in Yugoslavia reached formations of Flysch character, namely in a depth of 1955 meters at Melenci (Me), in 1610 meters at Bac Petrovo Selo (BPS), and in 1800 meters at Boka (Bo). On the basis of M. Plenica's [82] paper L. Kőrössy [35] described the Otava (Ot) occurrence where Flysch formations have been drilled from a depth of 550 meters, at Báránys from 220 meters (Ovca), and at Becej (Bece) from 1559 meters on. At Becej gas accumulation has been found in the Flysch, and this fact raised much hopes in connection with the domestic prospects already in those times.

## *Tertiary*

### *Eocene—Oligocene*

Eocene and Oligocene basin sediments were not detected until now in the southern parts of the Great Hungarian Plain. Most of the Plain's socle has been an elevation in those times. In the northern areas some thin formations starting with terrestrial sediments may be encountered which overlie unconformably, with gaps of sedimentation, the older basin-floor.

### *Miocene*

While in the northern part of the Great Hungarian Plain the Miocene is represented in almost whole successions beginning with the Aquitanian (Aquitanian=Chattian) to the Sarmatian (inclusively), in the southern Plain the sedimentation began in the Middle Miocene. The subsidence of the basin floor has become general in the Pliocene. Under the conditions prevailing in the southern Plain that Pliocene formations are commonly transgressing, with great unconformities immediately on Palaeozoic base.

### *Helvetian Stage*

Along our country's southern border E. R. Schmidt [25] makes mention of Miocene beds found in the Baja well which are regarded as of Lower Helvetian by E. Vadasz [17] who noted that in the southern Plain the probable Miocene formations follow the evolution known from the Mecsek Mountain. This statement proved to be correct, by data obtained from exploratory wells drilled since that time on the southern part of the area between Danube and Tisza. The coarse, clastic, terrestrial Helvetian formation encountered with in the holes drilled at Katymár (Katy), Madaras (Ma), Kunbaja (Ku) and Pusztamérgeš (Pu) overlies in a thickness of about 500 meters the Mesozoic-Paleozoic basement. In the composition of the conglomerate — similar to that of the Mecsek — Mesozoic limestone, calcareous marls and Palaeozoic schists and gravels are recognizable. As cementing material, clayish-sands, and tuffaceous sediments mixed with altered, bentonitized Rhyolite-tuffs may be found. Littoral formations are not met with generally. In the central and northern Plain they are replaced by a north-northeastwards thickening of thick volcanic complexes.

The greenish-grey, grey conglomerate and sandstone formation overlying the Upper Cretaceous drilled at Izsák (Iz) may be included here.

At Kerekegyháza (Ke) the thickness of the rhyolite-tuff exceeds 100 meters, and at Lajosmizse (Lm) the rhyolite-tuff overlying the Cretaceous amounts to about 400 meters. At Dunaújváros (Szt) rhyolite-tuff has been found in a thickness of nearly 200 meters above Paleozoic schist. On the basis of the latest data the thickness of the Miocene tuff and lava products approximates 1800—2000 meters. (426 meters at Nyírmártonfalva, and 1400 meters at Nyíregyháza).

The age of the volcanic formations of the Lower and Middle Miocene may be determined by their relationships with the fauna bearing sediments. In case of the above mentioned thick, uniform volcanic formations more detailed subdivision is not possible at present.

The marine Tortonian sediments contain in general abundant faunal evidences so they give good reference levels, but unfortunately their presence is limited to the edges of elevated blocks only. This limited occurrences related with an ancient archipelago, and consequently their relatively small thicknesses are very characteristic. On the basis of microfaunistic researches J. K ő v á r y [50] succeeded in defining a fauna association which is characteristic to a marly facies deposited in deeper regions of a shallow sea, and a group of microfauna which is not uncommon in a near-shore limestone facies. Of the first, an abundant occurrence of fish-remnants (lamellar marls), Planktonic Foraminifera (*Candorbulina*, *Globigerina*), and of the latter the *Textularia*, *Miliolina*, *Borelis*, *Heterostegina*, *Amphistegina*, etc. genera as well as the abundance of *Lithothamnion algae* are characteristic. These are interchanging heteropic facies, to be easily parallelized with occurrences in the overburden.

The Tortonian Lithothamnion beds are of more than 50 thickness (beginning in a depth of 1316 m) at Baja, according to E. R. S c h m i d t [25] and the Lithothamnion limestone beds attain according to L. K ő r ő s s y [36] 101 m in the central part of the area between Danube and Tisza, at Kiskőrös. The Tortonian marine sediments are most widespread in the northern part of the area E of the Tisza, and along in the line Debrecen—Szolnok—Kiskőrös—Baja they continue towards Transdanubia, as seen on L. K ő r ő s s y's map [36]. On the basis of data obtained from some wells newly drilled some other occurrences have been encountered in the southern part of the Great Plain.

At Jánoshalma (Jh), in the well No. 7. the bit penetrated Tortonian beds from 658 to 688 meters. The transgressive basic-conglomerate consisting of crystalline metamorphic rocks with calcareous cement, suggests the proximity of the basin-floor. Above it a series of sandy beds growing upwards gradually finer, then clayey marly beds were deposited. Their rich characteristic Tortonian fauna is well known from the studies of L. M a j z o n, J. K ő v á r y, M. S z é l e s [108]. In the well No. 8. Lithothamnion, Foraminifera-containing sandy limestone formation has been drilled between 574 and 625 meters, which was deposited on top of Mesozoic limestones containing *Fronicularia* sections, and underlies palaeontologically checked Sarmatian. In the surroundings of Rém (Ré), in the well No. 5. Tortonian marine calcareous-sandy nearshore deposits have been encountered in a depth of 447-to 530 meters. In the vicinity of Érsekcsanakád (Écs), in the well No. 1. characteristic Lithothamnion-limestone has been found overlying red terrestrial sandstones (Permian), between 425 and 690 meters, which joins with gradual transition the Sarmatian limestone complex of the same development. The distinction between them has been hanced by microfaunistic investigations of L. M a j z o n, J. K ő v á r y, M. S z é l e s [108]. In the well No. 2., beginning from 400 meters to the total depth of 435 meters this same facies has been recognized. Another development of the same has been en-

countered in the well No. 5. underlying Sarmatian between 400–567 meters, which indicates sedimentation in slightly deeper water. From the fine sandy, — in some places glauconitic — marly formations a rich Tortonian microfauna came to daylight contained by grey, greyish-green beds. According to L. M a j z o n, J. K ó v á r y [108] the most common forms are: *Globigerina bulloides* d'Orb, *Cibicides dutemplei* d'Orb, *Asterigerina rosacea* d'Orb, *Textularia carinata* d'Orb, *Dentalina consobrina* d'Orb, *Nonion umbilicatum* M o n t a g u, etc.

At Úllés (Ü) there is a Tortonian, Lithothamnion bearing formation of calcareous facies, underlying thick Pannonian in a depth of 2199 to 2228 meters. It may have been even thicker similar to the occurrences at Érsekcsanád and Jánoshalma (265 meters). At the elevated Palaeozoic-Mesozoic range of Katymár (Katy), Madaras (Ma), Kunbaja (Ku), Csikéria (Csi), Pusztamérges (Pm) the Tortonian is entirely lacking.

On the south, in Yugoslavia near shore developments of the Tortonian extending southwards along the Tisza are known at Zenta (Se), Ada, Mol, Bac Petrovo Selo (BPS), Becej [83], Elemir (El), Orlovat (Ot), etc. as related by D. M a r i n o v i c [81] and V. A k s i n [75, 76]. From these we know that the part of the Yugoslavian Bánát extending east of the Tisza to the Roumanian border has been an elevated land during the Tortonian and Sarmatian.

In the surroundings of Nagykőrös (Nk) and Kecskemét (Kecs) Tortonian sediments covering the Permian-Mesozoic socle may be found in thicknesses of 10 to 90 meters. The variable development and extent of the carbonatic, compact or loose sandstones, conglomerates, sandy limestones, and marls are known from the work of K. S z e p e s h á z y [74]. On the north-west, the holes drilled at Kerekegyháza (Ke) did not reach Tortonian at Lajosmizse. However, in the well No. 3. a foraminiferous clay was drilled from 1322 meter on, differing from the thick Tortonian of volcanic facies, and in the well No. 4. greyish-white calcareous marl as found from 1160 meter on containing characteristic Tortonian foraminifers overlying greenish-reddish rhyolite-tuff formations.

### *Sarmatian Stage*

In general, its upper portion consists of porous roe-like, oolitic, coarse limestones, the lower part, on the other hand is of sandy and clayish composition. Its extension is smaller as compared with the Middle Miocene, especially with the formations of the Tortonian. E. V a d á s z [17, 42] points out that though a general regression may be observed along the edges in the Sarmatian, the first formations of true basin facies are encountered also in the Sarmatian. Some newer informations seem to corroborate this conclusion. Several areas, flooded already by the sea in the Tortonian were uplifted in the Sarmatian again. In these areas not only Sarmatian is lacking, but most of the Tortonian formations may have been eroded as well. (Úllés, Kerekegyháza, E of the Tisza). At any rate, at present we do not know Sarmatian sediments in the southern parts of the area between Danube and Tisza except smaller patches at Nagy-kőrös, Lajosmizse, Kerekegyháza and on the south between Jánoshalma and Érsekcsanád. E of the Tisza they are totally lacking.

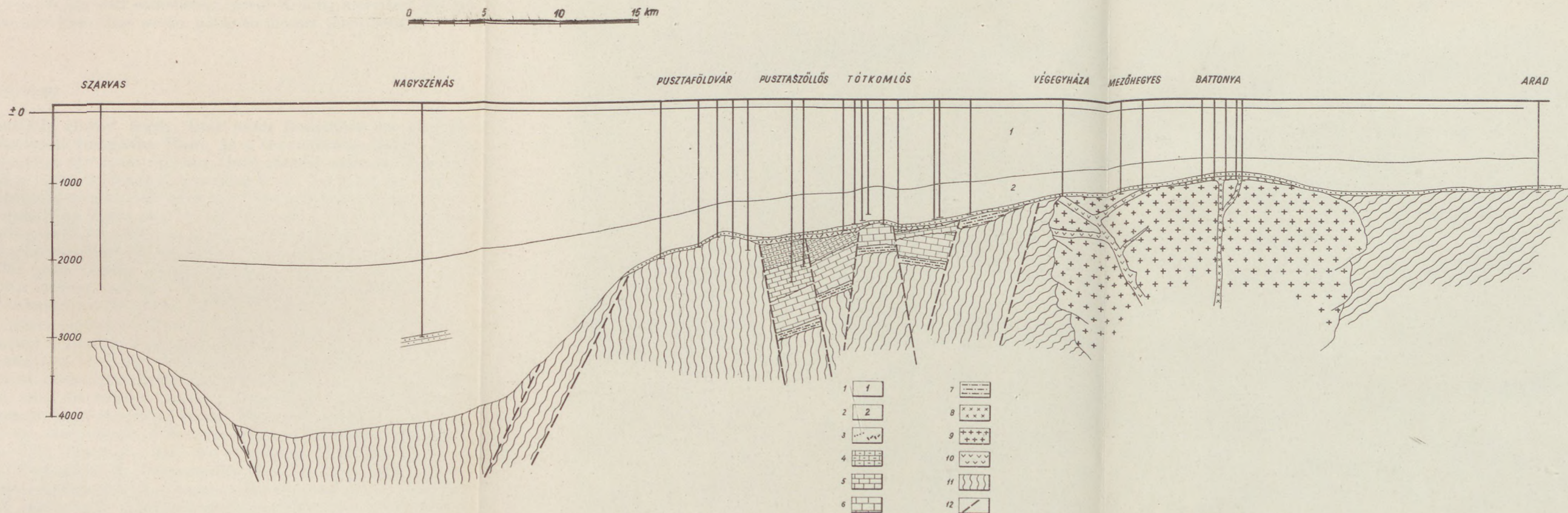


Fig. 1. Geological section between Szarvas—Arad.

Explanations:

1. Pleistocene, Levantine, and Upper Pannonian sandy shale, marl, sandstone. 2. Lower Pannonian clay, marl, sandstone. 3/a. Lower Pannonian base conglomerate, b. carbonatic clastic material. 4. Upper Jurassic—Lower Cretaceous clastic calcareous formation. 5. Upper Jurassic Crinoidean limestone formation. 6. Middle-Triassic slate, dolomite, limestone. 7. Upper Permian—Lower Triassic terrestrial formations. 8. Permian quartz-porphry. 9. Granite. Carboniferous. 10. Dikes in granite. Carboniferous. 11. Early Palaeozoic metamorphic rocks. 12. Fault-zones. Constructed by V. D a n k. Five-fold vertical exaggeration. NW—SE.

## Pliocene

On the area of the Great Hungarian Plain the formations of the Pliocene are generally widespread, and constitute thick basin filling. The sinking of the area was going on at the highest rate in those times. There are some portions which were covered by water beginning from the Pliocene only, and the Pannonian sediments rest directly on ancient Palaeozoic crystalline metamorphic rocks. In the southeastern parts of the Plain its thickness exceeds 3000 meters. Their general spread being well established recent drilling activities did not find remarkable novelties, thus we are going to discuss them briefly.

### Lower Pannonian Stage

Its predominantly clayey, marly, fresh-water formations are generally widespread in the Great Hungarian Plain. As a characteristic feature of the Lower Pannonian stage the more uniform, finer grained sedimentation with sandy intercalations could be denoted, according to J. Sümeghy [12, 84, 85, 86, 87]. He subdivided it into two horizons (lower and upper horizon). Within the lower horizon three facies may be distinguished: 1. A thick series consisting of alternating sandstone and marl layers; 2. its heteropic facies in Transdanubia is a dark grey conglomeratic sandstone and 3. dark grey marl and shale with *Congerina*. The upper horizon is represented by thick marls, sandy marls and clays with poor mollusc remnants. We deliberately do not touch the problem of boundary between the Sarmatian and the Pannonian.

As to the southern part of the Great Hungarian Plain the Pannonian sediments overlie ancient crystalline Palaeozoic, or Mesozoic basin floor consisting of hard rocks introduced by coarse, transgressive conglomerates. From viewpoint of hydrocarbon-accumulations these later formations are of extraordinary importance. Their areal extension is usually not very large, and is restricted to the immediate surroundings of uplifted blocks. The rocks included in the conglomerates reflect the composition of the formations of respective basin floor. At Pusztaföldvár (Pf), Battonya (Bat) the crystalline Palaeozoic rocks are characteristic, at Tótkomlós (T), Pusztaszöllös (Psz), however, Mesozoic formations. This basic conglomerate is covered on the elevated areas by the fine-grained, so called „white-marl” deposited in calm, undisturbed waters, accompanied by balanced subsidence. (Its  $\text{CaCO}_3$  content amounts to 80 to 95%). As a heteropic facies this development may substitute the whole basic conglomerate as well, in deeper parts of the basin, or above marly-clayish basin floor. (The area between Danube and Tisza, the southern part of the area beyond the Tisza at Tótkomlós (T), Ferencszállás (F), Kaszaper (Ksz), but known according from L. Körössy [34, 35, 36] from the area E of the Tisza, too). Its characteristic fossils are *Ostracods*, and as leading fossils of the Lower Pannonian according J. Kőváry's description [88] the *Thecamoeba Silicopla-centina*. In the upper section of the Lower Pannonian the alternation of thick shale and shale-sandstone banks are characteristic which may be correlated over wide areas — corresponding to the view-points of the hydrocarbon exploration — chiefly by the use of electric logging.

### *Upper Pannonian Stage*

We deliberately made no mention of the problem of boundary between the Lower and Upper Pannonian stages which was dealt with in numerous excellent earlier papers. We do not abstract the palaeontologic-stratigraphic evaluations of J. S ü m e g h y [12, 13, 86, 87], L. S t r a u s z, M. S z é l e s [46], J. K ó v á r y [50, 88] B. Z a l á n y i either. The prompt practical stratigraphic evaluation is carried out relying with the help of these reference books principally on the interpretation of lithologic features. The reason lies in the favourable drilling conditions of the loose Upper Pannonian series, and the lack of core-sampling. The predominance of looser, more sandy sediments, and the alternance of marls, sandy marls and sandstone as well as of loose sand beds is characteristic of the Upper Pannonian formations. These variations may be detected well enough by the electric logs, and relying on faunistic comparisons and interpretations it enables the rapid correlation over large areas.

### *Levantine Stage*

This stage includes definitely lacustrine, fluviatile sediments. Both the lower, and the upper limits of the stage including sediments of 200 to 600 m thickness are ambiguous. The reason lies partly in the lack of through examinations, partly in the poor fauna content. An adequate reference bed cannot be established on lithological basis either. These deposits may not be correlated with the classic Slavonian Levantine formations. According to E. V a d á s z [42] this stage may be regarded as a predominantly terrestrial closing member of the Upper Pannonian. (Variscated clay formations, limonitic incrustations, lime concretions). J. S ü m e g h y classifies them as alluvial deposits originating from creeks. According to M. S z é l e s is should be defined rather as a facies, than a stage. There is no doubt that it is a separate formation, the upper section of which may belong to the Pleistocene, and the lower part forming the closing section of the Upper Pannonian.

### *Pleistocene—Holocene*

These alluvial and lacustrine formations cover the whole area of the Great Hungarian Plain. They consist of fluvial sand, gravels and mottled clays. A reliable reference level may not be found in them due to the mode of their formation. The method of V. F. P á v a i [4, 5, 6] relying on dip measurements in the Pleistocene and extrapolated to greater depths, has been, therefore, debated by E. V a d á s z [17] and I. G a á l [89, 90] already at the time of its publications. In some places the thickness of these formations exceeds 100 meters.

### **Structural conditions**

On the basis of actual data listed in the preceding chapter now we have to investigate the structural constitution of the area in question. As we have seen it previously the wells drilled in the area of the Great Plain terminated in the Paleozoic-Mesozoic basement of variable composition. The Tertiary sedimentation does not show much variety. It has a decisive role in determi-

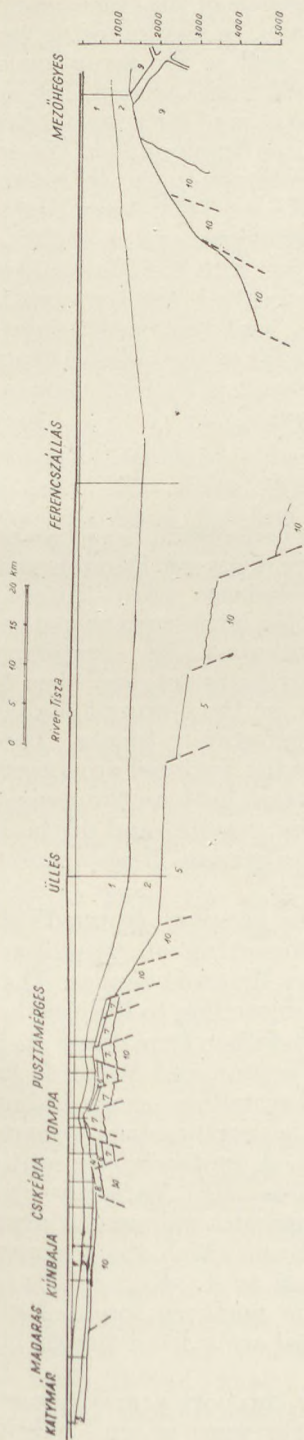


Fig 2. Geological section between the ranges of structural elevation of Madaras—Pusztamérges, and Battonya.

*Explanations:*

1. Pleistocene, Levantine and Upper Pannonian alternating sands, sandy clay and clay.
  2. Lower Pannonian shale and sandstone.
  3. Miocene (Helvetian) conglomerate.
  4. Upper Cretaceous sandstone, marl, limestone.
  5. Upper Cretaceous (Palaeogene) Flysch.
  6. Lower Jurassic sandstone, marl, Crinoid limestone.
  7. Upper Triassic dolomite, limestone.
  8. Lower Triassic(?) — Permian(?) Red sandstone.
  9. Carboniferous granite-block with dikes.
  10. Early Paleozoic, metamorphic crystalline rocks.
- Constructed by V. D a n k. Five-fold vertical exaggeration.



ning the rate of subsidence. The characteristics of the older basements are going to be discussed, therefore, in greater details. In the following we shall attempt to determine the structural relations as well as the evolution of subdivisions of the Plains, in possession of data obtained from the area. The events of formations and evolution may be similar in the case of structural units consisting of, and corresponding to sequences of identical development. We are not going to repeat the numerous earlier concepts mentioned in the Introduction, but start with the respective synthesis of E. V a d á s z [42]. According to this a Paleozoic Variscan (perhaps Caledonic) substructure, and a neoide superstructure starting with the Permian, and continuing with the Mesozoic as well as with Tertiary basin sediments may be distinguished. On the area in question we shall investigate the stratigraphic units, and their sedimentation conditions as well as the course of these evolution: as far as the manner of structural movements, the forms resulted, and the time required for formation, are identical we may speak of homogeneous structural units.

### *Early Palaeozoic Crystalline Basement*

In our area a crystalline Early Palaeozoic basin floor has been established by wells in the southern part of the area between Danube and Tisza, in elevated position near the surface: on the Madaras (Ma)–Kunbaja (Ku) range southwest-northeast trend, paralel with the latter runs on the north the Baja–Érsekcsanád (Écs)–Sükkösd (Sü)–Jánoshalma (Jh) crystalline range, lying also in uplifted position relative to its environment, and even farther towards the north in a deeper structural position, on the group of the Izsák (Iz), Kecskemét (Kecs) and Nagykőrös (Nk) schist-granite blocks. These olds blocks which undoubtedly were consolidated by the Variscan orogenesis belong to the same structural unit as the Mecsek Mountain both on the basis of their petrographic composition (Schist, phyllite, gneiss, granite), and of the identical features of the overlying terrestrial-evaporitic Permian-Triassic, and Liassic Gresten formations.

E. V a d á s z [65] demonstrated the peculiar „isolated” characteristic of the Mecsek Mountain: the central core consisting of crystalline metamorphic rocks and granite and adjoined Permian-Mesozoic ranges. They strike NE–SW-wards, and in this direction they are extending to the area between Danube and Tisza. The blocks consisting of crystalline formations in the vicinity of Madaras (Ma) are also surrounded by Permian and Mesozoic formations. The Érsekcsanád (Écs)–Jánoshalma (Jh) crystalline range is bordered on the north by the Kiskőrös (Kk) Mesozoic, a northeastern prolongation of the Mesozoic ranges of the Mecsek Mountain. A southwestern continuation of the Izsák (Iz), Kecskemét (Kecs), Nagykőrös (Nk) Variscan chain may also be supposed, since J. K i s s [90a] assumed a submerged granite and schist range north of the Mecsek Mountain, from which the uranium-bearing Permian ores may be originated. According to J. K i s s [90a] the petrologic features of the granite basement in the northern foreland of the Permian-Triassic Mecsek mountain range differs sharply from the granites of the eastern Mecsek.

These later observations appear to support a previous statement of E. V a d á s z [17], according to which „the presence of some imbricated Permian-

Mesozoic ranges may be supposed with development similar to that of the Mecsek Mountain in the southern part of the Great Plain, which on the north and south are overlapping crystalline range-portions, and/or single-blocks. The NE-SW trend directions proven by the results of drilling activities are to be well observed in the gravitational maps. The same applies to the Yugoslavian area between Danube and Tisza as it has been demonstrated by V. Aksin [91, 76, 75], D. Nikolic, D. Simin [70, 77, 78] and D. Marinovic [79, 80, 81].

East of the range of Katymár (Katy)–Pusztamérges (Pm) blocks and of Kecskemét (Kecs) this structural unit sinks down along a system of north-south fracture lines to this enormous break-down. It is characteristic that while at Madaras (Ma) the Palaeozoic schist has been reached in a depth of 407 meters, at Kunbaja (Ku) in 560 meters, at Tompa (Tp) in 372 meters, at Pusztamérges (Pm) in 654 meters, the well No. 1. of Üllés terminated in a depth of 2273 meters in rocks of Flysch character, and the Ferencszállás (F) well in 2574 meters, in Pannonian beds. This main tectonic line of north-south direction joins the Tura (Tu)–Tóalmás (Tó)–Cegléd–Nagykőrös (Nk)–dislocation belt along the line Becej (Becse)–Subotica (Szabadka)–Kecskemét. The former separate – according to E. Vadász [42] – of the Mesozoic formations of Transdanubian and of the Bükk Mountain fauna as well.

East of this macro-structural line, on the area E of the Tisza the crystalline Palaeozoic basin portion of uplifted floor has been described by L. Kőrössy [34, 36]. As to its structure he stated that its broken, folded and to various extent eroded units are dissect into separate blocks, lining up eastwards in different depths and reach the surface in Transsylvania again (Bihar, Réz Mountains). It became flooded probably only in the Pliocene, after its elevation in the Cretaceous and consequently the Mesozoic of unknown areal extent has been eroded from its surface too. In the exploration scheme of the Flysch belt bordering the northern edge of the crystalline unit of the area E of the Tisza, the wells in the surroundings of Nagykőrös (Nk), Jászkarajenő (Jk), Szolnok (Szo) and Törtel (Tö) reached a diabase range along this tectonic belt.

In the southern part of the area of the Tisza the elevated Palaeozoic-Mesozoic range of Battonya (Bat) – Mezőhegyes (Mh) – Végegyháza (Vé) – Pusztaföldvár (Pf) runs in the northwestern direction towards the southern portion of the basin in the area E of the Tisza. In the stratigraphic descriptions we mentioned that the schist of Pusztaföldvár (Pf) shows, according to microscopic examinations of K. Szepesházy [44] an arrangement in southwest-northeast zones. The highly metamorphosed rocks are to be found on the northwest, while the slightly metamorphosed ones towards the southeast. This SW-NE strike may be observed at Vrsac (Versec) in Yugoslavia as well, and further towards Transsylvania it is in agreement with the local Variscan directions. In addition to the granite intrusions a big quartz-porphry eruption is also characteristic to this area yielding the largest known quartz-porphry bodies of our country. It continues eastwards according to the Zádorlak wells (in the vicinity of Arad) in a depth similar to that of the Battonya borings, then it outcrops in the Hegyes-Solymos-Mountain along the river Maros again. Northwards it submerges probably by step-like

breakdowns towards the so-called „Makó – Hódmezővásárhely trench” which has been estimated for a 600 meter deep on basis of well data of the „Békés basin” at Nagyszénás, and on the basis of seismic measurements. This zone continues southwards in Yugoslavian territory as well, and the trench of crystalline socle is filled by Flysch, while its edges are bordered by Tortonian of marginal facies. According to results obtained from the Kikinda (Ki) and Temesvár wells a land consisting of crystalline metamorphic rocks joins the Pusztaföldvár (Pf) – Battonya (Bat) structural unit. In this structural unit east of the Tisza the north-south structural direction is predominant. This thickness of basin-filling may be equally checked on both the structural, and geophysical maps. The same is evidenced by the observations of V. Aksin [75], D. Nikolic [77, 78], D. Marinovic [80, 81] in Yugoslavian territory.

The depressions and elevations running northsouth in the Bánát area east of the Tisza differ from the east-western trends on the area between Danube and Tisza, both in direction, and bathymetric depth conditions. While between Danube and Tisza, in Yugoslavia the deepest trench may be estimated to 1800 meters, in the Bánát area this depth amounts to more than 3000 meters. In V. Schaffer's [92, 93] syntheses it is regarded as the zone of transgression of the Kraistides, and he supposes that they terminate in the Buda Mountain.

As a result of the studies on the Early Palaeozoic metamorphic basin basement it is evident that there were differences already in source materials of the sediments (clays, sands, arcose), and that granite-magmatic intrusions, quartz-porphry eruptions played also an important role. The course of Variscan structural trends can hardly be reconstructed, even in the case of surface formations. Much less may be inferred from the data of drilled wells. It is certain that rocks of different origine, and facies are found side by side, and their tectonic contacts are proofs of important movements accompanied by quartz-porphry eruptions and granitic intrusions. The late Palaeozoic finds already on the area of the Great Plain crustal portions of different consolidation, in different structural positions.

#### **Permian – Mesozoic Structural Development of Baranya – Kiskúnság**

On the basis of investigations of E. Vadász [65, 42], in the Mecsek Mountains we are aware of the fact that terrestrial Permian formations were deposited unconformably upon crystalline metamorphic basement. The subsidence of the basin continues with the dolomitic-anhydritic, then cellular dolomitic, and lamellar-limestone facies of the Lower Triassic (Werfenian) formations. The Anisian stage is represented by dolomites and limestones of shallow-marine facies. In the Ladinian stage the slow elevation is marked by dark marls and clastic sediments containing plant-remnants. The Carnian Norian stages of the Upper Triassic are absent due to uplifts caused by the Early Cimmeric movements. The second transgressive phase is introduced by the clastics of the Rhaetic stage which is overlain concordantly by the coal-bearing Lower Liassic of the same facies. In the Liassic sandy, clastic facies is in overweight while in the Dogger and in the Malm the calcareous facies dominate. The Tithonian regression is a prelude of the Lower Creta-

ceous. The volcanic activity started at the beginning of the Cretaceous yielding in trachydoleritic and phonolitic lavas, and trachydoleritic pyroclastics. At the end of the Lower Cretaceous the Austrian movements caused vigorous foldings, followed by uplifts recorded by the unconformity between the Lower and Upper Cretaceous. After the deposition of the Cenomanian Globotruncana shales the mountains were lifted and the sedimentation resumed only in the Middle Miocene.

In the southern part of the area between Danube and Tisza similar evolutionary features may be recognized at Madaras (Ma), Kunbaja (Ku), Csikéria (Csi), Tompa (Tp), Pusztamérges (Pm), Érsekcsanád (Écs), Sükkösd (Sü), Rém (Ré), Jánoshalma (Jh) as well as in the central part, at Izsák (Iz), Kecskémét (Kecs), Nagykőrös (Nk.) The continuous Permian–Triassic sedimentation, the clastic Rhaetic–Liassic (Gresten) bitumenous-coaly facies, the bulbous marly Dogger, the Upper Jurassic, the trachydolerite-lava of the Lower Cretaceous, the tuffs, and the clastic Lower Cretaceous as well (this latter lacking in the Mecsek) may be found here and the unconformably overlying Upper Cretaceous deposits too.

From the data listed above it may be concluded that the Early, and Late Cimmeric movements influenced in different manner later sedimentation, the Austrian orogenesis, however, is represented by a great unconformity between the Lower and Upper Cretaceous. Such features may not be established in one section only. Much uncertainty arises by using drilling data exclusively as well. It is impossible to reconstruct how much of the incomplete Mesozoic series has been removed by later erosion, but it lies beyond doubt that the movements acted differently within an area structurally belonging to the same block. The preformed relief following the Variscan orogenesis probably influenced the Permian–Triassic cycle of sedimentation too. Otherwise one could hardly explain the absence of the Mesozoic, for instance on elevated block-groups at Jánosháza present in the southern and in the Nagykőrös ranges, or to elucidate the immediate superposition of the Cretaceous at Izsák (Iz) on Palaeozoic schists. Similarly, the unconformities caused by the powerful Austrian orogeny are recorded between the Lower and Upper Cretaceous sedimentation. In the northern part of the area between Danube and Tisza, however, only the Cretaceous, in the central part (Kerekgyháza (Ke), Nagykőrös (Nk), the Lower and Upper Cretaceous, in the southern part [Madaras (Ma), Csikéria (Csi)] the Upper Cretaceous overlies with sharp unconformity older Mesozoic members. According to E. V a d á s z [65] the most important period of structural evolution – the Austrian orogenesis – has shaped the main features of the tectonics of Permian–Mesozoic formations. „The time of the successive moments in the Mecsek may be defined rather exactly – their styles and the forms produced, however, can be hardly established”. On the basis of the drilling data the time of the movements may be determined, as well as, shown by the example of the Mecsek Mountain. As to the forms resulted it is interesting to note that while in the Mecsek – according to E. V a d á s z [65]: „a distinct mountainous character is reflected only by the Mesozoic” in the southern part of the area between Danube and Tisza the Early Palaeozoic crystalline metamorphic rock formations lay nearer to the surface, and the Mesozoic beds have a deeper subsurface.

## The Flysch Belt of the Tisza Trench

The Variscan structural units of the area having undergone different orogenic movements grew covered by sediments of Flysch character. During the Austrian orogenesis a large-scale subsidence, a trench-like breaking down commenced getting filled by the Cretaceous palaeogene Flysch formation. L. Kőrösi [36, 72] demonstrated this large depression on the northern border of the crystalline elevation in the area E of the Tisza. This extends from the Vihorlát – Gutin Mountains along the line Szatmárnémeti – Nagykároly – Debrecen – Nádudvar – Karcag – Szolnok – Törtel. On the basis of more recent information the Flysch is leaching at Nagykőrös (epicontinental Lower and Upper Cretaceous). At Törtel the NE – SW direction of the Flysch trend turns to the south and along the line Kiskunfélegyháza – Úllés – Becej, which corresponds to the course the river Tisza, it may be detected in Yugoslavia as well. While the older members of some the Mesozoic are indicated periodical connections between the Mecsek – the area between Danube and Tisza – and the southern part of the area E of the Tisza („Southern continent”) such connections have been broken up during the Austrian movements. The extension of the epicontinental Lower Cretaceous, and diabase eruptions at the joint of the „Tisza Trench” and the Flysch belt developed in the north-eastern part of the Trans-Tisza region as well as the deep depression along the Tisza are clearly indicating this fact. Its poor fauna, and its facies expressed in changing granulometry, composition, and tectonic character indicate independent sedimentation and structural evolution. We do not know, however, how much of the Flysch may have been eroded from the elevated areas due to the subsequently renewed crustal movements (Pyrenean, Savian, Styrian).

### Structural evolution during Mesozoic in the Southern Part of the Trans-Tisza region.

In the southern part of the area E of the Tisza the high relief of the surface stiffened by the Variscan orogenesis may be attributed partly to the Variscan orogenesis itself, partly to subsequent periods of orogenesis and erosions. The most elevated part at present is the Battonya (Bat) – Zádorlak range somewhat deeper is the Pusztaföldvár (Pf) area and the deepest one is situated around of Kikinda. The Lower-, Middle-, and Upper Triassic show connections towards Transsylvania exhibiting some Mecsek-like characters at Tótkomlós (T). The calcareous - dolomitic Upper Triassic of Kaszaper (Kasz) points to this fact as well. The Lower Liassic Gresten-beds of Nagyszénás (Nsz) are similar to that of the Mecsek, and this same facies is also known on the east, in Transsylvania. The Crinoidean Upper Jurassic of Tótkomlós (T) and the Calpionella-containing Upper Jurassic – Lower Cretaceous of Puztaszóllós (Psz) suggest Transylvanian connection too. The Austrian orogeny succeed the Lower Cretaceous may have caused elevations in this area. The Jurassic of Nagyszénás (Nsz) is directly overlain by the Lower Pannonian. In times of elevations thick mesozoic formations may have been eroded from this area. The detection of the clastic material on basis of drilling data is not easy. This area was flooded in the Pliocene again.

At Pusztaföldvár (Pf), Battonya (Bat) and Kikinda (Ki) the Lower Pannonian formations consisting of coarse base conglomerates transgressed directly over the Early Palaeozoic granite, quartz-porphry. The exceedingly rapid and powerful subsidence in the Pliocene resulted in the thickest Pliocene complex of the Great Plain.

### Structural evolution during the Tertiary

Following the general elevation by the end of the Cretaceous the evolution of the area between Danube and Tisza, and that of the Mecsek Mountain did not change. The sedimentation begins with terrestrial formations in the Helvetian stage, this is followed by the marine Tortonian, and the brackish Sarmatian deposits. The rate of subsidence is not very high in the Pliocene either. Then, however, the marginal facies bordering the Mecsek Mountain and the basin facies may be already distinguished. The Early Palaeozoic, Late Paleozoic, and Mesozoic basin floors lie in shallow depth (300 to 500 meters) particularly on the south, and they do not exceed 1500 meters in the depression of Kiskőrös either (Kk). The Styrian—Altic—Rhodesian movements are recorded variations of thickness, by „uplifted block-ranges and archipelagoes” as well as by relatively weak volcanic activity (rhyolite-tuffs, tuffaceous-bentonitic intersections).

The Flysch belt became exposed in the Laramian—Pyrenean period, and the sedimentation was not reassumed according to recent informations (Üllés) till the Tortonian again.\* In the Pliocene the subsidence of the Flysch belt was of a greater extent, than that of the area west of it, but less than E of the Tisza.

In the southern part of the area beyond the Tisza the subsidence started in the Pliocene following the uplift by the end of the Cretaceous. We suppose to have reached its maximum east of the Flysch belt, in the N—S running Hódmezővásárhely—Makó trench, ranging to about 6000 meters on the basis of geophysical measurements. This trench is also observable in Yugoslavia, and on the north it joins the large Békés basin of east-western trend. Concerning the latter the data of the Nagyszénás (Nsz) well are only available. Should the doubtful Jurassic proved to be Lower Pannonian by additional well data, we had to take a more intense Pliocene subsidence into account. The subsidence of this area is in progress even at present.

According to L. E g y e d [61] the subsidence of some levelling points described, and interpreted by V. F. P á v a i [5, 6], L. B e n d a [94] may have been caused by the compaction of the young, loose sediments not yet diagenesed completely. According to J. C h o l n o k y [95, 96] this phenomenon is most conspicuous at the joint of Danube and Tisza, near Titel as well as in the moors of Alibunár.

\*) There are few data available in Hungary as yet, but from the work of D. M a r i n o v i ć [81] we know that the Tortonian near-shore Lithothamnion limestone facies may be followed along the Tisza line, as far as the surroundings of Titel on the edge of the large Bánát elevation, consisting of crystalline rocks.

## Conclusions

By acquiring newer, and newer information, our knowledge will be continuously enlarged. In the past the survey of surface occurrences played the leading role in the construction of the picture of stratigraphy and tectonics of the Great Plain. Accordingly the recognition of the Palaeogene basin extending over the northern part of the Plain had taken place at first. In spite of the meagre drilling data available as well as of the not quite unambiguous interpretations of the information, the conclusions of E. V a d á s z [17] were surprisingly correct. He recognized the possible existence of the Variscan sole and of the Mesozoic cover. He regarded the Austrian orogenesis as the most important period of evolution. Mention was made by him of an elevated land in the eastern part of the central Plain, the subsidence of which began only in the Miocene. He also established the block-faulted structure, and epirogenetic subsidence taken place in the Neogene. He pointed out that the southern parts of the crystalline basement have not been flooded until the Pontian (Pannonian) stage. He resulted in concluding that „the final submergence of the older mountains in the area of the Great Plain was completed during the Pontian (Pannonian) stage, without having being finished”. The structural pattern acquired further subdivisions, and detailed interpretation by L. Lóczy [8, 97, 98], F. S z e n t e s [99, 100]. The beginning of the systematic prospecting for oil secured the bases for the process of real acquaintance.

On basis of the comprehensive petroleum-geological syntheses on the composition, tectonics and geographic conditions Gy. K e r t a i [39, 41] proposed a subdivision of Transdanubian, and Great Plain basin formations, from point of view of the crude oil exploration. He constructed an isopach map of the sediments deposited after the Sarmatian stage. The areas E of the Tisza have been studied by L. K ő r ö s s y [36, 72], who established the conditions of the Flysch formation as well as its palaeogeographic relations in the northern part of the Trans-Tisza region. He constructed the map of areal distribution of the Tortonian and Sarmatian formations, and of the thickness relations of Pannonian sediments.

With the ever growing number of wells drilled the possibility will be provided for a more detailed division. As to the southern part of the Great Plain the distinction of the following sub-basins may be accomplished:

1. *The Baranya–Bács-Kiskun Neogene Basin of Palaeozoic-Mesozoic floor.* Within it the following basement ranges are elevated above their environment:

- a) Madaras – Pusztamérges
- b) Szekszárd – Érsekcsanád – Jánoshalma
- c) Izsák – Dunaújváros – Kerekegyháza – Nagykőrös.

There is little known about the depressions between them as yet.

2. *The Sub-Basin of the Tisza Trench with Flysch floor,* from the joint of the Flysch belt of the northern part of the area E of the Tisza (Törtel, Jászkarajenő) extending southwards as far as Titel.

3. *The Neogene Basin with Palaeozoic – Mesozoic floor in the southern part of the Trans-Tisza region.* Within this area the following units may be distinguished:

- a) the Pusztaföldvár – Battonya basement range
- b) the Hódmezővásárhely – Makó „Trench”
- c) the Békés basin.

#### Petroleum-geological conclusions

The prospecting for crude oil and natural gas had first been initiated by H. B ö c k h [1, 2, 3]. On the basis of experiences acquired in Transsylvania he expected to find Miocene salt formations in the Great Plain, and thought the Helvetian Schlier to be productive. The exploratory wells of V. F. P á v a i [5, 6] have been located on the top area fold-beams evidenced by himself. L. L ó c z y [8] and K. R o t h [11] pointed out the primary importance of investigating the Oligocene which they thought to be oil-bearing. This concept has been extended to the Triassic and Carboniferous formations by L. L ó c z y, who called the attention to the petroleum-geological study of the block-faulted development. In the very beginning it was suggested to prospect for hydrocarbons in the proximity of outcrops, surface indications (since this method yielded some results at Egbell, Kissármás and Szelence), later, however, the exploration for source rocks was aimed. Since that, numerous arguments have been raised against the old concepts, but also in favour of the same. It is unreasonable to draw mechanical generalizations. In fact, oil pools have been discovered later in the Oligocene at Bükkszék then at Demjén and at Fedémes as well. The absence of Miocene salt formations on places where hydrocarbon occurrences were actually present, has been established. The hydrocarbon formation in the Pannonian (Pliocene) age has been demonstrated by G y. K e r t a i [101, 102, 103]. At present, we are exploiting the greatest oil-occurrence of the country, stored in Triassic dolomites, and Cretaceous limestone, as well as the largest gas-occurrence, stored in Cretaceous Flysch Sarmatian limestone, and Pannonian sandstones. In the southern part of the Great Hungarian Plain we also find oil and gas pools which were accumulated along fractures of the Palaeozoic metamorphic basement, in the transgressive basic conglomerates of the Lower Pannonian as well in the Upper and Lower Pannonian sandstone beds. Our knowledge concerning the migration, and formation of hydrocarbons is broadening [107, 113, 57, 58, 54, 55, 48, 47, 41, 40, 39, 38, 37, 36, 35, 34, 33, 32, 31, etc.].

What are – on the other hand – the further outlooks in the southern part of the Great Plain, how and where the hydrocarbons should be expected? „There where they are” was V. F. P á v a i's [104] answer. But the problem is by far not so simple.

Until now oil traces have been found in Hungary in Triassic, Jurassic, Cretaceous (CaCO<sub>3</sub>), Palaeogene Flysch, Oligocene, Miocene and Pliocene formations in such extent that these might supposedly furnish the source rocks of the oil as well. With regard to the regional extent, and the great thickness the Cretaceous – Paleogene Flysch, the Oligocene and Pliocene formations may be taken into consideration in the first line as source rocks of oil which have



been formed under adequate conditions (sufficient organic substance, reducing environment). The prospecting carried out on the elevated blocks of the Baranya – Bács-Kiskun basin, and of the southern part of the area E of the Tisza may not be decisive in respect of the outlooks of the epicontinental Mesozoic formations the depressions have not yet been explored. It is to be feared however, that the uplifting which followed the Austrian movements, and the fractions due to younger orogenic periods have caused dispersion of the hydrocarbon content of the Mesozoic formations. The oil traces of Kiskőrös, and the Jurassic facies at Nagyszénás, both in relatively deep structural position are worth to be mentioned. Important is the Flysch belt along the Tisza, the hydrocarbon source-rock nature of which has been proved already in the northern part of the Trans-Tisza region. The terrestrial conglomerate of the Miocene (Helvetian), or the littoral Lithothamnion limestone may be taken into consideration only as possible reservoir rocks. Lower Pannonian marl formations as the most important ones are to be considered. Practically every porous rock with primary, or secondary pore space may serve as a reservoir rock without respect to its composition, if kept under proper sealing beds. In Hungary, the old surface of the fractured, weathered Early Palaeozoic crystalline basement the fractured carstic limestones, dolomites, the biogene Tortonian, Sarmatian limestones, the Miocene-Pliocene sandstones may be all good reservoir rocks. Not even the best source rock may warrant the formation of a pool, if factors do not tilt the originally horizontal beds, and the resulting secondary migration of hydrocarbons will not be trapped by an adequate sealing layer. This dislocation may be caused by compaction as well (L. Athy [105], L. Egyed [61], L. Szébenyi [106]).

As in the southern part of the Great Plain only sinking-elevating epigenetic movements have taken place, according to Gy. Kertai [107, 39, 40], the bent forms produced by compaction on the flanks and above the buried mountains should be explored. The investigations should be extended to the crystalline, and limestone blocks buried by younger sediments as well. The marginal belts of structural units are to be prospected similarly, where stratigraphic, or lithologic traps may be expected.

In the southern part of the Plain, including also Yugoslavian territories, a rather great number of wells in the first place were located over ranges of elevated basement blocks. In the second step our information has been completed by the results of seismic measurements accompanied by data obtained from numerous structural exploration, and some wild-cat wells. The results were not waiting for long.

A glance to the map (Fig. 4) will reveal the regular distribution of hydrocarbon occurrences. In the Baranya – Bács-Kiskun basin, on the elevated trends there are the small gas pools of Tompa (Tp), and Rém (Ré), on the north the oil and gas occurrences of Kecskemét (Kecs), and Nagykovács (Nk). The boundary between the epicontinental, and the Flysch belts, the depressions between elevated basement ranges appear to be worth of further exploration. In the Flysch trend of the northern part of the area E of the Tisza there are: Hajdúszoboszló (Hsz) gas, Ebes (Eb) gas, Nádudvar (Nu) gas, Kunmadaras (m) gas, Tatarlőrés (Tü) gas, Kisújszállás (Ki) gas, Rákóczi-falva (Rá) CO<sub>2</sub>-gas, Szandaszőlősi (Sza) gas, Zagyvarékás (Za) CO<sub>2</sub>-gas, CO<sub>2</sub>-OH<sub>4</sub> mixed gas, Szolnok (Szo) oil and gas, Törtel (Tö) oil and gas, Jászkarajenő (Jk) CO<sub>2</sub> gas.

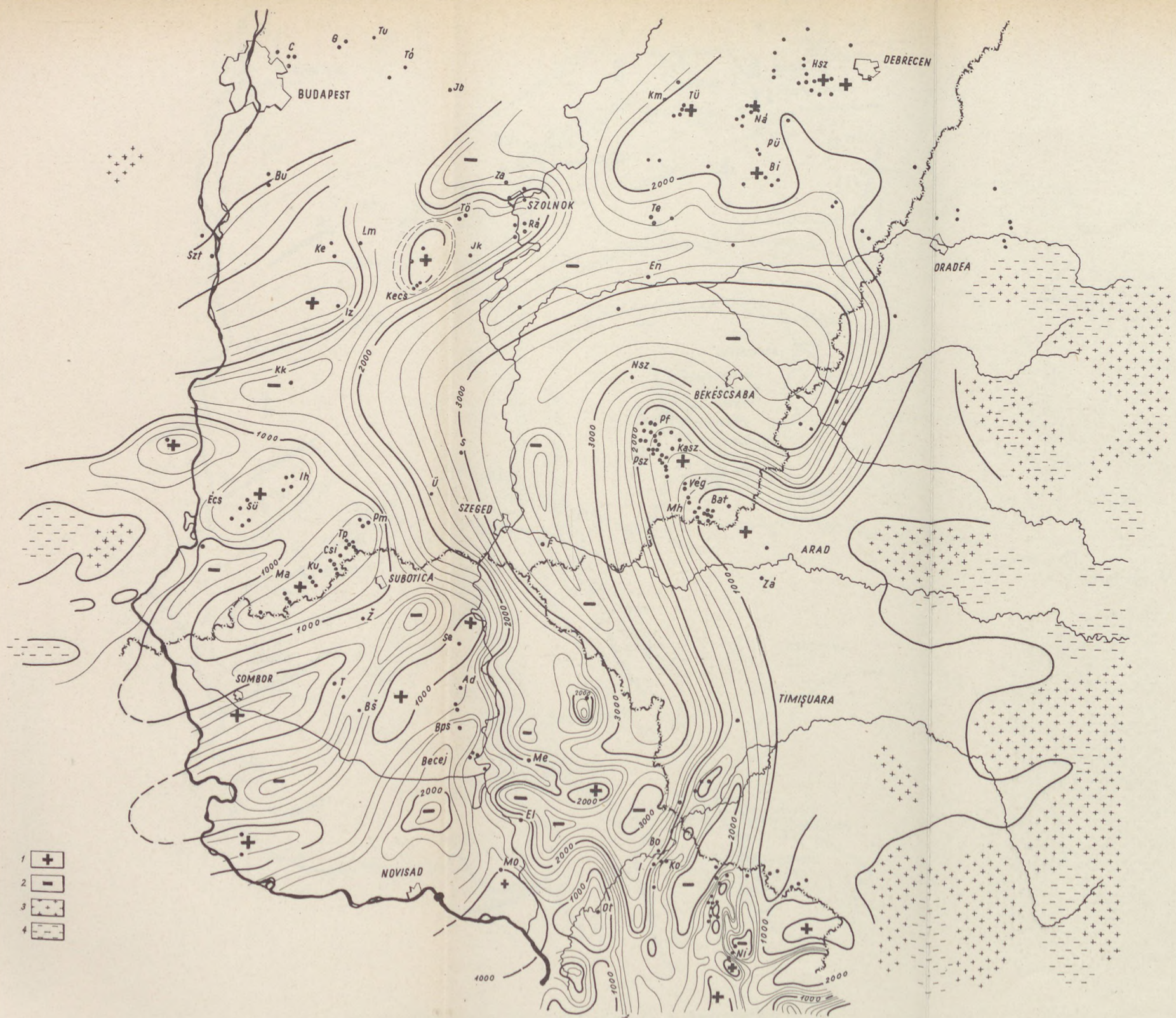


Fig. 3. Contour map of the Praetertiary basin floor.

Explanation:

+ Elevation respective to the environment. - Depression respective to the environment. Paleozoic on the surface. Mesozoic on the surface. Constructed by V. Dank (Data concerning Yugoslavian territories were taken from V. Aksin, D. Nikolic, D. Simin).



Fig. 4. Relations of structural elements to hydrocarbon pools.

Explanation:

Boundary of areal units. 1. Baranya-Bács-Kiskunság Neogene basin with Palaeozoic-Mesozoic floor. 2. Cretaceous-Palaeogene Flysch belt along the river Tisza. 3. Cretaceous-Palaeogene Flysch belt of the northern part of the area E of the Tisza. 4. Neogene basin with early Palaeozoic base of the area E of the Tisza. 5. Neogene basin with Palaeozoic-Mesozoic floor of the southern part of the area E of the Tisza. Crude oil pools. Hydrocarbon gas pools. Carbon dioxide gas pools. Elevated trends in the basin basement. Troughs of the basin floor. Elevated range of Madaras-Pusztamérges. Elevated range of Pustaföldvár-Battonya. Elevated range of Érskeszánád-Janoshalma. Békés basin. Hódmezővásárhely-Makó trench. Constructed by V. Dank. (Data concerning Yugoslavian territories were taken from V. Aksin).

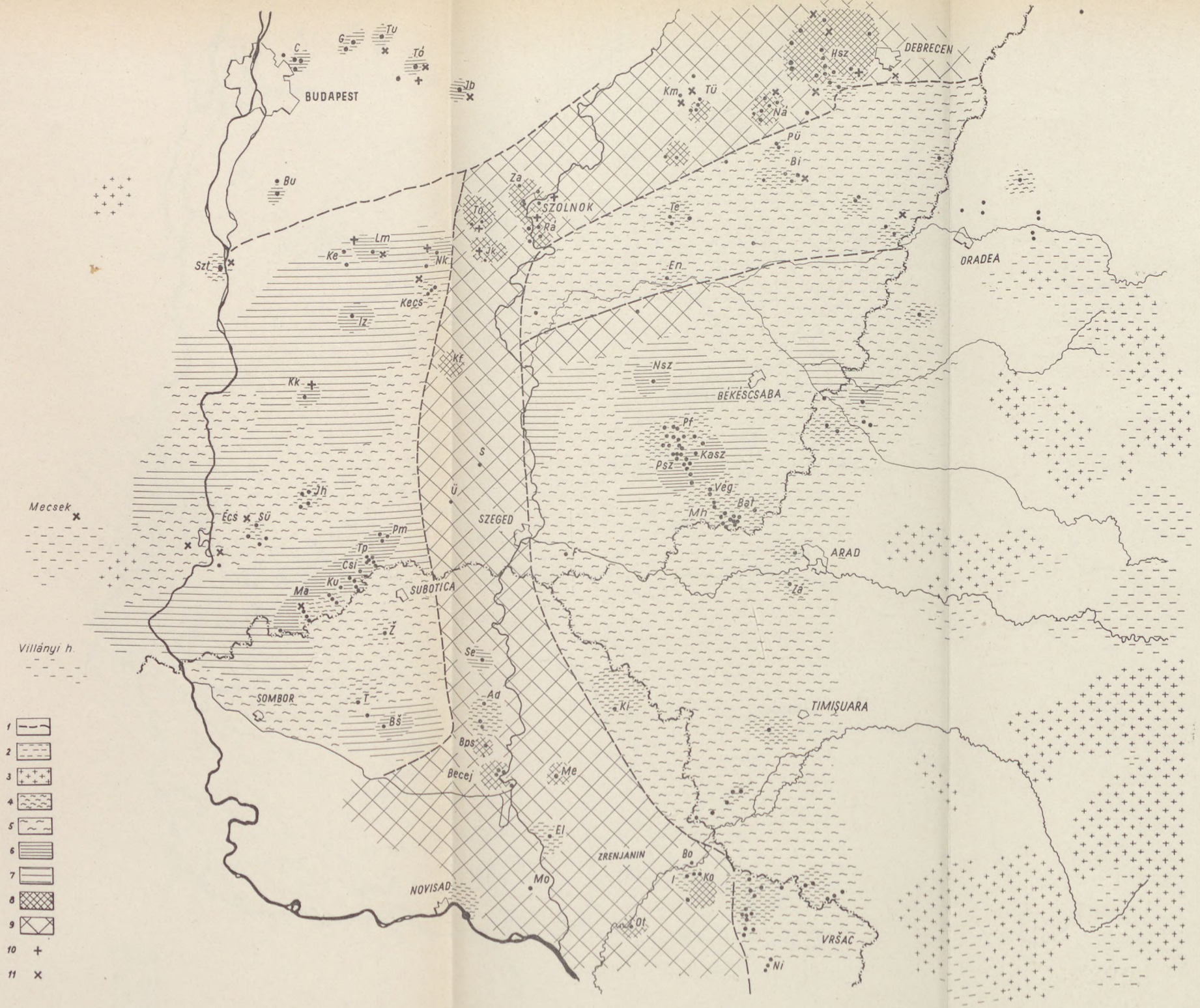


Fig. 5. The areal extent of the Palaeozoic and Mesozoic basin floor as established by drilling completed by assumptions.

Explanation:

1. Boundary of the partial-basin. 2. Surface of Mesozoic formations. 3. Surface of Palaeozoic formations. 4. Palaeozoic formations as established by drilling and 5. the supposed areal extension. 6. Permian-Mesozoic formations as established by drilling and 7. their supposed areal extension. 8. Cretaceous-Paleogene formations as established by drilling and 9. their supposed areal extension. 10. Mesozoic volcanism established by drilling. 11. Miocene volcanism established by drilling. Constructed by V. Dank (Data on Yugoslavian territories after V. Aksin, D. Simin, D. Nikolic, R. Kémenci).



Fig. 6. Areal extent of Tortonian and Sarmatian sediments.

Constructed by V. Dank. (Data on Yugoslavian territories after D. Marinovic). 1. Areas flooded by the sea in the Tortonian. 2. Land-areas in the Tortonian. 3. Areal extension of Sarmatian sediments.

The oil pools, but especially the gas pools are arranged in a chain. In the Tisza „trench” at Üllés (Ü) oil, at Becejgas, at Melenci (Me) oil, at Boka (Bo) oil, at Konak (Ko) oil, at Jermenovci (Je) oil, at Lokve oil and gas have been found. The area is explored as far as this. Between Üllés (Ü), and Kiskunfélegyháza, as well as north of them further exploration seems to be required. The rich oil occurrence at Kikinda (Ki) supports need of exploration in the depression east of the Tisza (Hódmezővásárhely–Makó trench) as well.

In the basin of the southern part of the area E of the Tisza the following occurrences are known, on the elevated trend of the base mountain: Pusztaföldvár (Pf) oil and gas, Pusztaszöllös (Psz) oil and gas, Tótkomlós (T) gas, Végegyháza (Vé) gas, Mezőhegyes (Mn) gas, Battonya (Bat) oil and gas. On the north, west and south this trend is surrounded by Neogene basins which possibly contain older sediments (Hódmezővásárhely–Makó Trench, Békés basin). In the thick sedimentary formations filling these depressions the possibilities of hydrocarbon formation were granted, as proved by the accumulation formed over the basement blocks of higher structural position. The changes in lithology and thickness should be looked for (wedging-outs) as well as the terraces in the regional lifting, and the relative elevations within the basins.

To the further successful exploration the continued, more detailed analysis of the geological evolution is necessary. Upon completing our set of data the directions and methods of further exploratory work should be determined on basis of critical evaluation of the area concerned.

#### REFERENCES CITED

1. Böckh, H.: Az Erdélyi medencék földgázt tartalmazó antiklinálisairól. (Gas bearing anticlines of the Transylvanian basins). *Bányászati és Kohászati Lapok*, 1911.
2. Böckh, H.: Néhány megjegyzés a Morvavölgyi és a Nagy Magyar Alföld foszszilis szénhidrogén előfordulásairól. (Some remarks on the fossil hydrocarbon occurrences of the Morava valley and the Great Hungarian Plain). *Bányászati és Kohászati Lapok*, 1914.
3. Böckh, H.: Brachyantiklinálisok és dómok kimutatása torziós mérleggel végzett nehézségi mérések adatai alapján. (Determination of brachyantelines and domes using the data of torsion balance gravity measurements.) *Bányászati és Kohászati Lapok*, 1917.
4. Pávay, V. F.: Az erdélyrészi medence gyűrődésének okai. (Causes of folding in the Transylvanian Basin). *Bányászati és Kohászati Lapok*, 1915.
5. Pávay V. F.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. (On the recent tectonic movements of the Earth's crust). *Földtani Közlöny* 55. 1925.
6. Pávay V. F.: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlatja. (Structural outline of the Hungarian Mountains). *Földtani Közlöny* 60. 1930.
7. Lóczy L. jr.: Tectonics and paleogeography of basin system of Hungary elucidated by drilling for oil. *Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists*. 18. 925–941. 1934.
8. Lóczy L. jr.: A bükkszéki ásványolaj feltárás és az Alföld északi peremhegységeiben folyó kincstári geológiai kutatások. (Petroleum-prospecting in Bükkszék (Hungary) and governmental geological survey in the Northern part of the Great Hungarian Plain). *Petroleum* 33. 1937.
9. Prinz Gy.: Magyar földrajz. (Geography of Hungary). Budapest, 1936.
10. Róth K.: Magyarország geológiája. (Geology of Hungary). *Tud. Gyűjtemény* 1929.
11. Róth K.: A kincstári ásványolaj és földgázkutatás és termelés 1935-től, a mai állapot és a jövő kilátások. (Governmental prospecting for oil and gas and production since 1935. Present state and future expectations). *Bányászati és Kohászati Lapok* 1939.
12. Sümeghy J.: Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása. VI. (The area beyond the river Tisza (Hungary) Description of Hungarian regions VI.). Budapest 1944.

13. Sümeghy J.: A magyar medence pliocénjának és pleisztocénjának osztályozása. (Classification of Pliocene and Pleistocene in the Hungarian Basin.) *Földtani Intézet Vt. B. 2.* 65–87. 1941.
14. Sümeghy J.: Az Alföld geotermikus gradiense. (Geothermal gradient in the Hungarian Basin). *Hidrológiai Közlemények* 1929.
15. Sümeghy J.: Die geothermischen Gradienten des Alföld. *Földtani Int. Évk. 28.* 1929.
16. Scherf E.: Szénhidrogének és sósvizek felkutatásának lehetősége a Duna-Tisza közén. Kincstári sókutató. 1946. (Possibility of hydrocarbon and saline water exploration in the area between Danube and Tisza (Hungary). Magyar Pénzügyminisztérium kiadványa.
17. Vadász E.: A magyarországi olajkutató kérdései és lehetőségei. (Problems and possibilities of Hungarian oil prospecting.) *Manuscript* 1935.
18. Vadász E.: Magyarország földtana. (Geology of Hungary). Budapest, 1953.
19. Schmidt E. R.: A magyar közbelső tömeg törései szerkezete. (Faulted structures of the Hungarian Median Mass). *Debreceni szemle*, 1931.
20. Schmidt E. R.: Geomechanikai tanulmányok a nagytektonika és a bányageológia köréből. (Geomechanical investigations in geotectonics and mining geology). *Bányászati és Kohászati Lapok* 1944.
21. Pazár I.: A magyar Alföld természetes gázgyárai. (Natural gas-works of the Hungarian Great Plain). *Magyar Mérnök és Építész Egylet Közl.* 1906.
22. Halaváts Gy.: Alföld Duna-Tisza közötti részének földtani viszonyai. (Geological situation of the Great Hungarian Plain between Danube and Tisza). *Földtani Intézet Évk.* 1903.
23. Halaváts Gy.: A nagybecskereki fúróluk. (The borehole of Nagybecskerek). *M. K. Földt. Int. Évk.* 1914.
24. Schmidt E. R.: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. (Governmental boreholes in Hungary for hydrocarbons.) *Földt. Int. Évk.* 1939.
25. Schmidt E. R.: Átnézetes földtani szelvények Csonkamagyarország nevesebb mélyfúrásain át. (General profiles of the most important boreholes in Hungary). *Bányászati és Kohászati Lapok* 1937.
26. Majzon L.: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. (New stratigraphic results from the Hungarian oil wells.) *Földtani Közöny 86.* 1956.
27. Pap K.: Profil der II. Tiefbohrung von Hajduszoboszló. *Földtani Szemle* 1932.
28. Papp K.: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. (Governmental deep wells for oil in Hungary). *Bányászati és Kohászati Lapok* 1940.
29. Majzon L.: Adatok egyes kárpátaljai flis rétegekhez, tekintettel a Globotruncanákra. (Contribution to some Inner-Carpathian Flysch-layers with regard to Globotruncanae). *Földtani Int. Évk.* 1943.
30. Majzon L.: Magyarországi paleogén foraminifera szintek. (Paleogene foraminifera horizons of Hungary). *Földtani Közöny 90.* 1960.
31. Szurovy G.: A Nagy Magyar Alföld földtörténeti és hegyszerkezeti vázlata. (Geological and tectonical structure of the Great Hungarian Plain). *Földtani Közöny 78.* 1948.
32. Szurovy G.: Geological structure of the southern part of the Great Hungarian Plain. *Földtani Szemle*, 1948.
33. Szurovy G.: Geological structure of the southern part of the Great Hungarian Basin. *Annales Historico-Naturales Musei Nationales Hungarici 41.* 1948.
34. Körössy L.: Kőolaj és földgázkutatások Magyarországnak a Dunántúl keletre eső területén. (Oil and gas exploration in Hungary east to the Danube). *Budapest*, 1957.
35. Körössy L.: A környező államok kőolajkutatói eredményei és hazánkra vonatkozhatóságai. (Results of oil prospecting in countries surrounding Hungary and its consequences). *Bányászati és Kohászati Lapok 90.* 1957.
36. Körössy L.: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutató kilátásai szempontjából. (Deep-geological and palaeogeographical conditions in the area beyond the Tisza (Hungary) as regards to oil prospecting). *Bányászati és Kohászati Lapok 90.* 1957.
37. Csiky G.: A magyarországi kőolaj és földgáztároló sekélyszerkezet kutatások földtani eredményei. (Geological results of the explorations for oil- and gasbearing shallow structures in Hungary). *Bányászati és Kohászati Lapok 89.* 1956.
38. Völgyi L.: A nagyalföldi kőolajkutató újabb földtani eredményei. (Recent geological results of oil prospecting in the Great Hungarian Plain). *Földtani Közöny 89.* 1959.

39. Kertai Gy.: A magyarországi medencék és kőolajtelepek szerkezete a kőolaj-kutatás eredményei alapján. (Structure of the Hungarian Basins and their oil reservoirs as revealed by the results of oil exploration). *Földtani Közlöny* **87**, 1957.
40. Kertai Gy.: A magyarországi szénhidrogénkutatás eredményei 1945–1960-ig. (The results of prospecting for hydrocarbons in Hungary in the years 1945–1960). *Földtani Közlöny* **90**, 1960.
41. Kertai Gy.: A kőolaj és földgáztelepek kialakulása és viszonya a földtani szerkezetben. (A magyarországi telepek rendszere). (Development of oil and gas deposits and their relation to the geological structures. The system of the Hungarian Oil deposits). *Thesis. Manuscript*, 1962.
42. Vadasz E.: Magyarország földtana. 2. kiad. (Geology of Hungary. 2nd ed.) Budapest, 1960.
43. Majzon L.: Глоботрункановые отложения в Венгрии (Deposits with Globotruncana in Hungary). *An. Ist. Geol. Publ. Hung.* **49**, 1961.
44. Szepesházy K.: Kőzettani adatok a battonyai terület mélyföldtanához. (Petrological data to the deep geology of the Battonya district (Hungary). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust*, 1961.
45. Csiky G.: Az északmagyarországi szénhidrogénkutatások kőolajföldtani eredményei. (Oil geological results of prospecting for hydrocarbon in Northern Hungary). *Földtani Közlöny* **91**, 1961.
46. Széles M.: Alsópannoniai medenceüledékek puhatestű faunája. (Molluscs of the Lower Pannonian basin deposits.) *Földtani Közlöny* **92**, 1962.
47. Dank V.: Az Alföld déli részének mélyföldtani viszonyai. (Deep geological conditions in the Southern Part of the Great Hungarian Plain). *V. Savetovanje Geologa FNRJ. Beograd*, 1962.
48. Dank V.: Az új magyar földgázelőfordulások földtani alkata. (Geological structure of the recent gas occurrences.) *Bányászati Lapok* 1962.
49. Scheffer V. & Dank V.: Gravitációs és szeizmikus maximumok összehasonlító elemzése és egybevetése a magyarországi földtani alakulatokkal. (Comparative analysis of gravity and seismic maxima and their relation to the geological structures in Hungary). *In print*, 1962.
50. Kóváry J.: Mikrofosziliák és mikrobiofaciesek vékonycsiszolati vizsgálata. (Investigation of microfossils and microbiofacies in thin sections). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust*, 1960.
51. Mrs. Csongrádi B.: Az alföldi kőolajkutató mélyfúrások alsópannoniai üledékeinek kőzettani vizsgálata. (Petrological investigation of Lower Pannonian sediments in oil-prospecting deep wells of the Great Hungarian Plain.) *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust*, 1957.
52. Mrs. Csongrádi B.: Az alföldi mélyfúrások kréta képződményeinek sztratigráfiai és kőzettani vizsgálata. (Stratigraphical and petrological investigation of the Cretaceous formations in the deep wells of the Great Hungarian Plain). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust*, 1961.
53. Ravasz Cs.: Az alföldi mélyfúrásokból előkerült flisképződmények sztratigráfiai és kőzettani vizsgálata. (Stratigraphical and petrological investigation of the Flysch formations occurring in the deep wells of the Great Hungarian Plain). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust* 1961.
54. Dank V.: A battonyai olaj és gázmező olajföldtani viszonyai és készletbecslése. (Petroleumgeological conditions in the oil and gas-field of Battonya (Hungary) and estimation of the reserves). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust* 1960.
55. Dank V.: A pusztaföldvári olaj és gázmező olajföldtani viszonyai és készletbecslése. (Petroleumgeological conditions in the oil and gas-field of Pusztaföldvár (Hungary) and estimation of the reserves). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust* 1960.
56. Dank V.: Az ország perspektivikus szénhidrogénkutatási terve. (The plan for hydrocarbon-prospecting in Hungary). *Budapest*, 1961.
57. Kertai Gy.: Typen von Erdöl- und Erdgaslagerstätten in den Ablagerungen des Mesozoikums in Ungarn. *Erdoel-Zeitschrift* **9**, 1961.
58. Kertai Gy.: A kőolaj keletkezéséről. (On the genesis of petroleum). *Földtani Közlöny* **92**, 1962.
59. Kertai Gy.: Zur Klärung einiger Begriffe „Struktur“ „Lager(stätten)“ „Falle“ und „Reservoir“ in der Erdölgeologie. *Vorträge des XIII. Berg- u. Hüttenmännischen Tages vom 24 bis 27. V. 1961 in Freiberg*.



60. Kertai Gy. Краткий обзор осадочных бассейнов ВНР с точки зрения нефтяной геологии. *Геология Нефти и газа* 1962
61. Egyed L.: A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. (The origin of crustal movements and the crustal movements of Hungary). *Geofizikai Közlemények* 6. 1957.
62. Scheffer V., Facsina L., Gálfi J., & Stegena L.: A geofizikai kutatások módszerei és eredményei Magyarországon. (Methods and results of geophysical prospecting in Hungary). Budapest, 1957.
63. Scheffer V.: Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. (Contributions to the regional geophysics of the Carpathian Basins). *Geofizikai Közlemények* 6. 1957.
64. Szepesházy K.: Laboratóriumi jelentések. (Laboratory Reports). 1958–1961.
65. Vadász E.: Mecsekhegység. [Mecsek Mountains (Hungary)]. *Magyar tájak földtani leírása*. Budapest 1935.
66. Szepesházy K.: Jugoszláviai tanulmányút. (Field trip to Yugoslavia). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust* 1958.
67. Dank V.: Jugoszláviai tanulmányút. (Field trip to Yugoslavia). *OKGT. Report of the Hungarian Oil and Gas Trust* 1960.
68. Bogsch L.: Triászbeli daonellás rétegek az Alföld medencealjaztatában. (Triassic Daonella-layers in the basement of the Great Hungarian Plain). *Földtani Közöny* 80. 1950.
69. Papp K.: Profil der Tiefbohrung Hajdúszoboszló, II. *Földtani Szemle* 1932.
70. Nikolić, D., & Kemenci, R.: Geoloski i petrografski sastav neogene podloge u oblasti Vojvodine. *Referati V. Savetovanja. Beograd* 1962.
71. Pompeckij, I.: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im ostmediterranen Jura-Gebirge. 2. *Deutsch. Geol. Ges.* 44. 1897.
72. Kőrössi L.: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. (The Flysch-like formation of the Great Hungarian Basin). *Földtani Közöny* 89. 1959.
73. Sidó M.: Tintinnidák elterjedése és rétegtani jelentősége Magyarországon. (Distribution and stratigraphic significance of the Tintinnidae in Hungary). *Földtani Közöny* 87. 1957.
74. Szepesházy K.: Mélyföldtani adatok a Nagykőrös – Kecskemét-i területről. [Contributions to the subsurface geology of the Nagykőrös – Kecskemét area (Hungary)]. *Földtani Közöny* 92. 1962.
75. Vucković, J., Filjak, R., & Aksin, V.: Survey of exploration and production of oil in Yugoslavia. *Fifth World Petroleum Congress. Section I. paper* 55. (1956) 1959.
76. Aksin, V. & Filjak, R.: Razvoj i Rezultati istrazivanja nafte i pline u Jugoslaviji. *Ref. V. Savetovanja Beograd* 1962.
77. Nikolić, D., & Simin, D.: Geologija Banata na osnovu novijih geofizickih ispitivanja i dubiskih buđenja. *NRS XVII. Beograd*, 1959.
78. Nikolić, D. & Simin, D.: Osvrt na geolosku gradu neogene podloge u Vojvodini. *Nafta* 12. 1961.
79. Marinović, D.: Naftonosna struktura Lokve. *Nafta* 10. 1959.
80. Marinović, D.: Jedan osvrt na geoloske prilike jugoistočnog dela Panonskog Basena (prilog za poznavanje geologije i tektonike jugoistočnog Banata). *Materijal sa IV. Kongresa u Budvi* 1959.
81. Marinović, D.: Regionalni pregled geologije i tektonike naftonosnih prudveja Vojvodine. *Ref. V. Savetov. Beograd* 1962.
82. Pleničar, M.: Obmurska naftna nahajalica (*Geologia Rasporove in Borocila* 2. *Knige Ljubjana* 1954.)
83. Velkovic & Zajec: Paleontoloski prikaz mikrofaune iz duboke busotine Becej 1. *Srpska Akademia Nauka Zbornik Radova* XXII. 1952.
84. Sümeghy J.: Csanád és Csongrád vármegye földtani viszonyai. (Geological conditions of Csanád and Csongrád countries Hungary). *Földtani Int. Évi Jel.* 1925/28, 1953.
85. Sümeghy J.: Két alföldi artézi kút faunája. (Fauna of two artesian wells in the Great Hungarian Plain). *Földtani Közöny* 59. 1930.
86. Sümeghy J.: Az Alföld földtani felépítése. (The geological structure of the Great Hungarian Plain). *Hidrológiai Közlemények* 22. 1942.
87. Sümeghy J.: Adatok az Alföld földtani felépítéséhez. (Contributions to the geological structure of the Great Hungarian Plain). *Földtani Intézet Vit. Besz.* 9. 1947.
88. Kőváry J.: Thékamóbbák (Testaceák) a magyarországi alsópannoniai korú üledékekből. (Testaceae in the Lower Pannonian sediments of Hungary). *Földtani Közöny* 86. 1956.
89. Gaál J.: Földi gázok területeink geológiai szerkezetéről. (Geological structure of the Hungarian gasfields). *Budapest*, 1923.

90. Gaál J.: A magyar és különösen az Alföld földgáz kutatások eddigi eredményeinek rövid áttekintése. (Brief outline of the results of gas-prospecting carried out up to now in Hungary especially in the Great Hungarian Plain). Debreceni Szemle V. 1931.
- 90/a. Kiss J.: A mecseki uránérc ásványos alkata és genezise. [Mineralogical constitution and genesis of the Uranium ores from Mecsek (Hungary)] *Manuscript* 1959.
91. Aksin, V.: Five Companies Seeking Oil in Yugoslavia. *Oil and Gas Journal* 1955.
92. Scheffer V.: A magyar közbülső tömeg kérdéseihez. (The problem of the Hungarian Median Mass). *Geofizikai Közlemények* 1959.
93. Scheffer V.: Regionális geofizikai adatok az Alföld déli részéről. (Some regional geophysical data from the Southern part of the Great Hungarian Plain). *Manuscript* 1962.
94. B. Benda L.: A magyar föld szerkezete. (Structure of Hungary). Budapest, 1934.
95. Cholnoky J.: Az Alföld felszíne. (Morphology of the Great Hungarian Plain). *Földrajzi Közlemények* 4. 1910.
96. Cholnoky J.: Magyarország földrajza. (Geography of Hungary). Pécs, 1929.
97. Lóczy L.: A magyar medencerendszer geomorfológiája, különös tekintettel a petróleum kutatásra. (Geomorphology of the Hungarian Basins with special regard to oil prospecting). *Földrajzi Közlemények* 67. 1933.
98. Lóczy L.: Magyarország petróleum és földgáz lehetőségei. (Vistas of Hungary in petroleum gas). *Ásványolaj* II. 4. 1934.
99. Szentés F.: A kárpáti hegyrendszer helyzete az alpesi orogénben. (The position of the Carpathian Mountain system in the Alpine Orogenic belt.) *Földtani Közlöny* 79, 1949.
100. Szentés F.: Magyarország hegységszerkezeti térképe. (Tectonical map of Hungary). 1958.
101. Kertai Gy.: A kőolaj geokémiája. (Geochemistry of petroleum). Búvár 1938.
102. Kertai Gy.: A fűrómagokban talált folyadékmenyiség és a rétegtartalom között tapasztalt összefüggés. (Relationship between the quantity of fluids and quality of layers in cores). *Bányászati és Kohászati Lapok* 1944.
103. Kertai Gy.: Előterjesztés a Dunántúlon folytatandó további szénhidrogénkutatások rendszere ügyében. [Proposal for the method of further prospecting for hydrocarbons in Transdanubia (Hungary)]. *Manuscript* 1947.
104. Pávai V. F.: Válasz a „Hogyan és hol keressünk szénhidrogéneket az Alföldön” című cikk bírálatára. (Reply to the critical remarks concerning the article: “How and where to find hydrocarbons in the Great Hungarian Plain?”). *Bányászati és Kohászati Lapok* 1947.
105. Athy, L. F.: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 14. 1930.
106. Szabó L.: Rétegtömörülés és szerkezeti alakulás. (Compaction of sediments and structure formation). *Földtani Közlöny* 85. 1955.
107. Kertai Gy.: A magyarországi kőolaj és földgáztelepek keletkezése. (Origin of oil and gas deposits in Hungary). *Magyar Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 5. 1952.
108. Majzon L., Kőváry J., Széles M., Szepesházy K & Dubay L.: *OKGT Laboratóriumi jelentések: mikropaleontológiai, makropaleontológiai, közettani vizsgálatokról.* (Laboratory reports of the Hungarian Oil and Gas Trust on micropaleontological, macropaleontological and petrological investigations).



# INVESTIGATIONS ON THE MIKROFACIES OF THE MALM BEDS OF THE VILLÁNY MOUNTAINS

A. K A S Z A P

Geological Institute, Eötvös University, Budapest  
(Received: 15<sup>th</sup> September, 1962)

## SUMMARY

The faunal indigence of the monotonous thick Malm beds of the Villány Mountains made the stratigraphic subdivision of the formation difficult up to the present days. The present subdivision is based upon a few Brachiopod findings.

The microscopic investigation of the Malm complex with a thickness of 400 m of the Mount Harsány near the village of Nagyarsány displayed a part containing „Lombardia” in a thickness of 41 m belonging to the Kimeridgian. The underlying beds represent, therefore, the Oxfordian-Lusitanian, and the overlying beds with *Diceras* the Tithonian. The boundary between the Oxfordian and the Lusitanian has been determined on a still more uncertain basis.

## Historical Review

The first geological studies in the Villány Mountains have been accomplished by Peters who placed the limestone formation of considerable thickness of the Mount Harsány, near Villány, into the Middle Liassic on the basis of a *Belemnites paxillosus*. Furthermore, he discovered a “Caprotina limestone” in the Hill of Beremend [18]. Ten years later Lenz applied the results of Peters in connection with a comprehensive investigation of the eastern part of the Mountains [8]. In the course of the first geological mapping of the territory Hofmann established that this limestone formation directly overlies the Dogger beds in the surroundings of Villány and in the Mount Harsány only. In other parts of the Mountains it rests upon an upper „Muschelkalk-dolomite” series. He further established that on the basis of the poor fossil findings in the lower part of the formation (*Rhynchonella lacunosa*, *Rh. sparsicosta*, *Terebratula* ex aff. *bissufarcinata*, *Belemnites* specimens) the thick limestone series may be ranged into the middle section of the White Jurassic. On the Mount Harsány as well as in other localities he found *Diceras* fragments in the upper part of the limestone formation with upwards increasing dimensions and quantities. In his opinion the same type of limestone occurred in the limestone blocks in the vicinity of Tapolca and Beremend as well. Thus he regarded, contrary to the opinion of Peters, the upper part of the series of the Mount Harsány, as well as the beds of the two blocks as Upper Jurassic *Diceras* limestone. All these data are known from a concise summary by Hofmann [6], the field report itself having unfortunately been lost. Thus there is no possibility anymore to check the contradictory statement of L. Lóczy jr., according to whom the limestone with *Diceras* of the Mount Harsány, and the Lower Cretaceous limestone have been denoted by the same colour, as Lower Cretaceous, in Hofmann's map [9].

The first detailed subdivision of the Malm series of the Villány Mountains has been given by L. Lóczy jr. He subdivided both the Malm and Lower Cretaceous limestones into two facies, the „Hársány” facies characterized by dark colour, and the other parts of the Mountains by light colour. He distinguished in the Mount Hársány Oxfordian-Argovian, Middle Malm and Upper Malm beds, and in the remaining parts of the Villány Mountains Upper Oxfordian-Argovian strata.

He placed the white, sometimes light yellow or pink limestone beds characterized by *Rhynchonella arolica* O p p., and *Terebratula haasi* R o l. into the Upper Oxfordian-Argovian on the basis of the good Villány outcrops having a thickness of 40 to 45 m. At the same time he ranged the limestone series with *Diceras* and calcite veins of the Mount Hársány, characterized by the absence of *Belemnites* into the Upper Malm [10] on condition that “. . . to establish with certainty that this limestone of moderate thickness belongs to the Jurassic will be possible only when the *Diceras* specimens difficult to be prepared from the rock, have been thoroughly determined” [9, page 684]. The remaining central part of the Malm mentioned by him evidently falls between the thickness of 40 to 45 meters above the base of the Malm series and the lower boundary of the *Diceras* limestone and is characterized by *Rhynchonella lacunosa* mentioned by H o f m a n n. In the description of L. Lóczy jr. the lower boundary of the Lower Cretaceous is indicated by „the not rare *Requienia* traces,” in lack of the bauxite not recognized by him. From the above said he concluded that there existed a deep sea in the area of the Mount Hársány continuously from the Dogger to the Lower Cretaceous [10].

In the early thirties of this century some bauxite explorations have been accomplished by T e l e g d i - R o t h [22], and R a k u s z [20] in the Villány Mountains. Of the two reports the latter is especially worth to be mentioned for the reliable thickness-data, and for the remarkably exact, thorough description of the strata subdivided by Lóczy jr. According to R a k u s z's data, the discovered thickness of the Upper Oxfordian-Argovian and Middle Malm limestone formations which he supposed to be Middle Malm due to the misunderstanding of L. Lóczy's communications amounts to 240 m, while the total thickness thereof is as much as 400 m. The thickness of the Upper Malm *Diceras* limestone amounts to 120 to 140 m.

The above rough stratigraphic subdivision has been revalued by E. V a d á s z who attempted to give more exact determinations [25]. He mentions the Lower Malm limestone from the surroundings of Siklós and from the quarry at Villány as one referring to the Kimeridgian and, on the basis of L. Lóczy jr.'s subdivision, he recognizes also the Middle and Upper Malm in the thick limestone series of the Mount Hársány. Summarily he states that in the series ranging from the Middle Dogger formations of litoral character to the shallow marine Malm series of the reef facies the presence of the Jurassic sequence from the Middle Dogger to the end of the Malm may be assumed. In his brief summaries J. N o s z k y [15, 16] subdivides the limestone complex of the Mount Hársány to definite Oxfordian-Kimeridgian and Kimeridgian-Tithonian beds emphasizing, however, the lack of faunal evidence.

The uncertain, sometimes defective subdivision of the thick monotonous series of the Villány Mountains is due to the faunal indigence of the strata involved. The ammonite types, most suitable to stratigraphic determinations,

have been found only in the form of few specimens not suitable to a closer determination, and in all cases from the lowest beds of the Malm series during the 100 years elapsed since the first geological investigations of the Villány Mountains. The stratigraphy of the thick Malm limestone complex of the Mount Harsány and, in general, that of the Malm of the Villány Mountains is based on a few brachiopod findings, while the pachyodont specimens of the Upper Malm beds are not determined so far. These circumstances called the attention to the up-to-dateness and necessity of the microscopic investigation of the monotonous Malm complex.

### Study of the thin sections deriving from the Malm strata of Mount Harsány

On the western part of the Villány Mountains, in the vicinity of the villages Nagyarsány and Villány, the ENE-WSW oriented, 3 km long ridge of the Mount Harsány towers with a height of 442 m above the southern flat foreground of an average elevation of 100 m above sea level. The formations are steeply dipping southward. On the eastern ridge of the mountain, on a 20 to 30 m wide grassy strip between the forest and the barren, "Karren"-like Malm terrain, a sandy echinoidal limestone and fragments of oolitic ammonite limestone completely equal to those of Villány, both resting upon Anisian dolomite, indicate the presence of Bathonian-Callovia beds. On the southern edge of the grassy strip the first Malm bed marks also a sharp change of the terrain.

Above the covered Bathonian-Callovia strata known only from fragments succeeds a well bedded grey, compact limestone of steep southward dip, 180/70°, traversed by calcite veins. The bedding angle of the strata in various localities of the Mount Harsány ranges between 60° to 80°.

Along the measured profile white or greyish-white limestone with calcite veins, and "Karren"-like surface has rested over the grey limestone series of a thickness of 167 m concordantly, with the same strike and dip. Conspicuous in it are the *Diceras* fragments recognized already by Hofmann, but not yet determined so far. Gy. Rakusz encountered some traces of crinoids as well. From the uppermost layer of this limestone series of 133 m thickness along the profile, the corals *Trochocyathus* cf. *truncatus* Zit. and *Epismilia* cf. *irregularis* Koby have been detected, according to the determination of G. Kolosváry.

Upon the eroded surface of the *Diceras* limestone, the Lower Cretaceous bauxite is seen to rest, and over it is the lower sequence of the Lower Cretaceous limestone series: a grey, *Valletia*-containing limestone.

On the basis of the microscopic study of 186 thin sections prepared from the 300 m thick part of the Malm series, the following features could be determined:

(1) In all the Malm limestone formation the calcite veins formed due to vigorous tectonic movements which may everywhere be observed. They display sometimes very fine displacements (Table I., Fig. 1-2)

(2) The microscopic pattern of the thin sections from the strata of the Malm limestone formation is in the lower, about 140 m thick part of the formation of oolitic (Table I., Figs. 2-3), and in the upper, 160 m thick formation predominantly of pseudo-oolitic type (Table I., Fig. 4). The pseudo-oolitic

character gradually becomes predominant, while the transition between the oolitic and pseudo-oolitic parts is perfect. An exception may only be noted at the 88th m computed from below of the formation; a limestone bed of an appearance completely corresponding to its environment. In thin section, however, it consists of angular calcite grains (Table II., Fig. 1). Occasionally some oolitic details may also be found in this layer, probably added to the material of it in the course of sedimentation as fragments from the underlying strata.

In the oolitic, and/or pseudo-oolitic limestone the density of the individual oolite grains varies within a narrow range. However densely they occur, a homogenous calcareous cementing material is inserted between them. The circular structure may usually be observed in the oolites; in the pseudo-oolites an internal core consisting of organic, or inorganic fragments may be detected. The size of the oolites and pseudo-oolites is grouped into three orders of magnitude, ranging from 0,1 to 0,06 mm.

(3) In each section of the Malm limestone series microscopic fossil remains were observed. The skeleton parts of echinoderms (Table II., Figs. 3–4), fragments of ostracod shells (Table III., Fig. 8) are to be encountered in the whole complex, in general, sparsely but slightly more abundantly in the upper parts. Foraminifera are also recognizable throughout the series representing a variety of irregular groups: species of *Globulina*, *Lagena*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Miliolina* (Table II., Fig. 7), *Robulus*, *Textularia* (Table II., Fig. 4), forms resembling to *Trocholina*, uniserial and acervulinoid forms (Table I., Fig. 4), *Radiolaria* sections, and in the higher parts of the formation occasionally forms resembling to *Tintinnida* sections may be recognized. In addition, sections of algae (Table II., Fig. 5), corals, gastropods, brachiopods, ammonites (Table II., Fig. 5), and aptychus may be observed. In the thin sections sometimes problematic fragments of organic origin may be seen, to be ranged into different categories.

From the stratigraphic point of view the only significant fossil is "*Lombardia*" discovered in the series from 126,4 to 167 m.

### Study of the Thin Sections from the Malm Strata of Mount Mész at Villány

In the classic profile of the Mount Mész near to the railroad-station of Villány [11] hard, compact, white Lower Malm limestone is deposited, with a slight angular unconformity (according to P. Szabó), over the Bathonian-Callovian ammonite bed. At the contact of the two types of rocks, the surface of the Bathonian-Callovian limestone is somewhat clayey. Upwards the Lower Malm limestone becomes gradually grey, flesh-coloured and yellowish-brown, and contains some chert nodes. On the surface of the layers there are slip-lines parallel to the dip. All over the mountain a striking phenomenon can be observed i. e. at the time the imbricate structure of the Malm limestone was formed, the displacement was brought about in small synchronously moving bundles. In this group of strata *Rhynchonella arolica* Opp. is mentioned by L. Lóczy jr. [11], the same group of strata is considered as Kimeridgian by E. Vadász.

The steep walls of the quarry are accessible to a height of 19,5 m, which corresponds to an actual height of 14 m, only one-third of the discovered

thickness of the limestone complex estimated unanimously to be 40 to 45 m by L. L ó c z y jr. and P. S z a b ó [9 and 24]. However, the comparison of the lighter coloured limestone differing from that of Mount Harsány to the other type of formation was possible.

The characteristics of the 30 thin sections studied were in all respects identical with those of the Mount Harsány. The limestone contains calcite veins, and is generally densely oolitic. Fragments of echinoderms (holothuroids among them) (Table III., Fig. 2) and ostracode shell sections may be seen in every thin section. *Radiolaria* are rather common, in them the replacement of silica by calcite may also be observed [24]. Various Foraminifera: *Nodosaria*, *Milio-lina*, *Ammodiscus*, *Dentalina*, *Globulina*-types, as well as other planispiral forms are found in the thin sections.

A feature differing from the Malm series of the Mount Harsány is that in the immediately overlying strata of the ammonite-containing Bathonian-Callo-vian bed, of a thickness of 1 m in the Lower Malm limestone, *Globigerina* (Table III., Fig. 1) may be found abundantly, entirely absent in the upper layers.

### The "Lombardia"

Up to the last few years "Lombardia" has only been known from thin sections, i. e. from sections of different orientations, mostly as irregularly-shaped forms showing some kind of symmetry. Recently a few specimens have been washed out from marly beds and subjected to closer investigation [3].

In the above mentioned part of the Malm complex of the Mount Harsány "Lombardia" may be observed in great numbers (Table III., Figs. 3-8).

In 1937 A. L o m b a r d described some approximately symmetrical, ramified, problematic fossils from Alpine Malm limestones [12] called by him "formes découpées" lacking more exact denomination. A few years later he divided them into four groups from which two have been described under the names *Eothryx alpina*, and *Globochaete alpina* as algae, the other two as sections of spora and thalli [13]. In 1954 V e r n i o r y demonstrated on a stereoscopic reconstruction of section-series that in fact the skeleton-particles of a plankton *Crinoidea* "*Saccocoma* A g a s s i z" are concerned [26]. Nearly at the same time but not knowing of the latter worker and of his publications P. B r o n n i m a n n studied these problematic sections, and he classified them as a new genus of *Lombardia* (incertae sedis), divided into three species (*Lombardia arachnoidea*, *L. angulata*, and *L. perplexa*) [1]. At the same time B r o n n i m a n n pointed out that the forms described by him may actually be skeletal elements of holothuroids, planktonic crinoids, or ophiuroids. In 1956, V e r n i o r y rejected B r o n n i m a n n's new genus, and convincingly demonstrated that the majority of the sections in question are primi-brachials or secundibrachials of the *Saccocoma* genus [29].

It has been pointed out by P o k o r n y and M i š i k [19, and 14] that it would be unreasonable to accept B r o n n i m a n n's artificial classification. At the same time it is not possible either to define as *Saccocoma* species all sections ranged to *Lombardia*, as they are probably skeletal elements of other planktonic crinoidean types, even those of ophiuroids. Therefore, they maintained the denomination "Lombardia" as a distinction for the forms not yet classified.



The rather voluminous literature dealing with "Lombardia" yields some information about their stratigraphic and geographic extension. The sections of "Lombardia" type (partim *Saccocoma* sp.) are known from the widespread areas of the Tethys Malm sea: Andalusia, Majorca (Colom, [2]), Languedoc (Jullian), Sicily (Gianotti [5], Farinacci [3]), Italy (Colom [2], Verniory [26], Farinacci [3 and 4]), Egypt (Said-Barakat [23]). They are known from several tectonic units of the Alps (France, Switzerland, Germany), from the Western, otherwise Middle-Carpathians (Mišik, [14], from the outlier-belts of Czorsztyń, Kysuce (Pienin) and Manin (Pienids), from the nappe-belt of the Great Fatra and the Cervena Magura

(Tatrids), as well as from the Little Carpathians (Subtatrids) and, according to the descriptions of Książkiewicz and Lefeld - Radwanski [7] from the Outer Carpathians, from the Polish group of the outlier-zone of the Pienins, and from various tectonic units of the High-Tatra part of the Polish Tatra. Bronnemann describes some "Lombardia" from Cuba as well. All authors agree to the fact that the appearance of these sections is associated with pelagic facies.

The Sequanian-Tithonian stages represent the stratigraphic boundaries of "Lombardia." Some authors (Gianotti [5], Lefeld - Radwanski [7], Verniory [27]) state, that they may be found in the Berriasian, Valanginian and Hauterivian of the Lower Cretaceous as well, and Farinacci mentions it from the Callovian of Sicily [3]. In general, thus in the Alps, and in the Carpathians as well, the microfacies characterized by the presence of "Lombardia" appears beneath the Calpionella microfacies, under the Tithonian, i. e. in the Kimeridgian. Concerning the Carpathian - Tatrian occurrences, geographically nearest to us and easiest to correlate it may be demonstrated, that the horizon with "Lombardia" is confined to the Kimeridgian, perhaps even to the Tithonian.

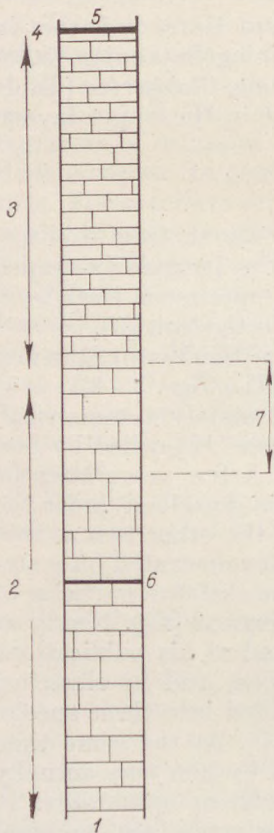


Fig. 1. The Malm series of the Mount Harsány.

Explanation:

- 1 Bathonian-Callovia ammonite limestone bed - 2. Grey Oxfordian-Lusitanian-Kimeridgian limestone - 3. Greyish-white Tithonian limestone - 4. Lower Cretaceous bauxite - 5. Lower Cretaceous grey limestone - 6. Oolite-free Oxfordian-Lusitanian limestone bed - 7. Kimeridgian "Lombardia" limestone.

### Stratigraphic Situation

1. On the basis of the above said, it may be established that the part of the monotonous Malm series of the Mount Harsány in the Villány-Mountains of a thickness of 41 m containing "Lombardia" belongs to the Kimeridgian (Fig. 1). Consequently, its underlying beds are confined to the Oxfordian and Lusitanian, and the overlying beds with *Diceras* to the Tithonian.

2. Lefeld-Radwanski [7] assumes a definite relation between the "Lombardia", and the pseudo-oolitic texture of the limestone: in the continuous limestone series of the Upper-Oxfordian – Lower Cretaceous of High Tatra, in the Kimeridgian, the microfacies gradually becomes pseudo-oolitic parallel to the appearance of the „Lombardia” types, and remains the same as far as the Lower Cretaceous. The author means that the fragmented skeletal parts with the cooperation (incrustation) of the algae *Cyanophyceae* take on the form of pseudo-oolites, as it is well known in the case of oolites.

The parallelism between "Lombardia" and pseudo-oolitic texture is not so apparent in the Villány Mountains: the "Lombardia" and the pseudo-oolitic texture appear together at about the 140th m, however, the former disappears around 167 m, while the pseudo-oolitic feature remains to the end throughout the 160 m up to the bauxite. No oolites may be observed in the overlying strata of the bauxite.

The oolitic – pseudo-oolitic texture of the Malm series, the microfacial character of the fossils, as well as the almost uninterrupted sedimentation lead to the conclusion that the Malm limestone complex, together with the Kimeridgian part identical with the others, except the "Lombardia" sections contained in it, has been formed below the surf-level, in a shallow sea. The depth of the sea remained constant during sedimentation, and the lack of terrestrial material does not allow to assume a nearby shore.

3. The limestone bed shown at the 88th m of the profile consists, contrary to its environment, of oolite-free, rhombohedral calcite grains and represents the only interruption of the continuous uniformity of sedimentation. Due to its characteristic microscopic appearance (Table II., Fig. 1) it becomes the index horizon of the series. Though it can not be interpreted in terms of stratigraphy it might be assumed that it marks the slight oscillation that occurred during the Malm tranquillity of the otherwise exceedingly restless portion of the crust (except the Upper Dogger, and the Malm), and as such it may indicate the boundary between the Oxfordian and Lusitanian.

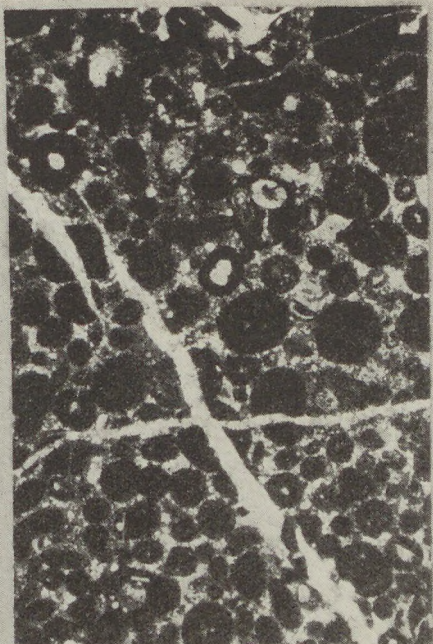
#### REFERENCES CITED

1. Bronnimann, P.: Microfossils Incertae Sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. *Micropaleontology* 1., 1. 43 – 46. 1955.
2. Colom, G.: Pelagic Sediments of the Western Mediterranean Zone and the Atlantic Area. *Micropaleontology* 1., 2. 11 – 14. 1955.
3. Farinacci, A. & Sirna, G.: Livelli e Saccocoma nel Malm dell' Umbria e della Sicilia. *Bolletino della Soc. Geol. Italiana* 89. 1 – 23. 1959.
4. Farinacci, A.: Le microfocios facies giurassiche dei Monti Martani (Umbria). *Univ. degli Studi di Roma, Ist. di Geologia e Paleontologia 1958 – 59. VIII.* No. 41. 1 – 60. 1959.
5. Gianotti, A.: Deux facies du Jurassique supérieur en Sicilie. *Revue de Micropaleontologie* 1., 1. 7 – 9. 1958.
6. Hofmann, K.: Aufnahmsbericht. *Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 22 – 24. 1876.
7. Lefeld et Radwanski: Les Crinoides planctoniques Saccocoma Agassiz dans le Malm et le Néocomien Haut-Tatryque des Tatras Polonaises. *Acta Geol. Polonica* X. 593 – 610. 1960.
8. Lenz, O.: Aus dem Baranyaer Komitat. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt*. 290 – 294. 1872.
9. Lóczy, L. jun.: Die geologischen Verhältnisse der Villányer und Bányer Gebirge. *Földtani Közlemény* XLII. 672 – 695. 1912.

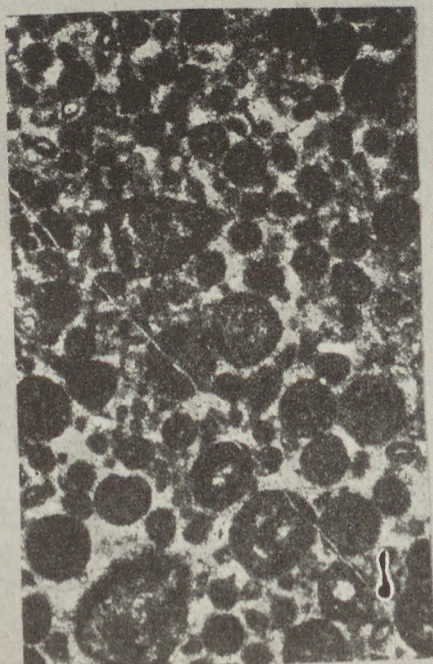
10. Lóczy, L. jun.: Die geologischen Verhältnisse der südlichen Gebirgsgegend im Komitate Baranya. *Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt* 190 – 202. 1912.
11. Lóczy, L. jun.: Monographie der Villányer Callovien-Ammoniten. *Geologica Hungarica* 1915.
12. Lombard, A.: Microfossiles d'attribution incertainae du Jurassique supérieur alpin. *Eclogae Geol. Helv.* **30.** 320 – 331. 1937.
13. Lombard, A.: Attribution de microfossiles du Jurassique supérieur alpin à des Chlorophycees (Proto- et Pleurococacées). *Ibid.* **38.** 163 – 174. 1945.
14. Mišik, M.: Die „Lombardia“-Mikrofacies. Ein Leithorizont im Malm der Westkarpaten. *Geol. Sbornik* **X.** 171 – 182. 1959.
15. Noszky, J.: A Villányi hegység mezozoos képződményei. (Mesozoic formations of the Villány Mountains.) *Excursion guide for the participants of the Mesozoic Conference. Budapest, 1959.*
16. Noszky, J.: Formations jurassiques de la Hongrie. *Jahrb. d. Ung. Geol. Anstalt.* **XLIX.** 375 – 392. 1961.
17. Pálffy, M.: Bemerkungen zu Herrn Tills Mitteilung: „Der fossilführende Dogger von Villány“. *Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 360 – 364. 1907
18. Peters, K.: Über den Lias von Fünfkirchen. *Sitzungsberichte d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien, Mat-Nat.-Kl.* **XLVI.** 1 – 53. 1862.
19. Pokorný, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. *Berlin, 1958.*
20. Rakusz, Gy.: Beiträge zur Kenntnis des Bauxitniveaus des Harsány-Berges. *Jahresbericht d. Ung. Geol. Anstalt.* 215 – 231. 1929 – 32.
21. Rakusz, Gy. & Strausz, L.: La géologie de la Montagne de Villány. *Jahrbuch d. Ung. Geol. Anstalt.* **XLI.** 215 – 231. 1953.
22. Telegdi Roth K.: Bericht über die in den Jahren 1930 – 31 im Bakony und im Villányer Gebirge durchgeführten Bauxitforschungen. *Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt.* 199 – 218. 1929 – 32.
23. Said – Barakat: Jurassic Microfossils from Gebel Maghara, Sinai, Egypt. *Micropaleontology* **4.**, **3.** 93 – 101. 1958.
24. Szabó P.: A klasszikus villányi szelvény üledékvölgdtani újravizsgálata. *Manuscript.* 1957. (Sedimentological reambulation of the classic Villány profile.)
25. Vadász E.: Magyarország földtana. (Geology of Hungary). *Budapest, 1960.*
26. Verniory, R.: *Eothrix alpina* Lombard, Algue ou Crinoïde? *Archives des Sciences* **7.** 327 – 330. 1954.
27. Verniory, R.: Répartition stratigraphique et géographique de *Saccocoma* Agassiz entre l'Oberland bernois et la Provence. *Ibid.* **8.** 225 – 226. 1955.
28. Verniory, R.: Observations sur le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur des Monts Euganéens, Padova (*Saccocomas* et *Tintinoidiens*). *Ibid.* **9.** 123 – 125. 1956.
29. Verniory, R.: La création du genre *Lombardia* Bronnimann est-elle justifiée? *Ibid.* **9.** 85 – 92. 1956.



1



2



3



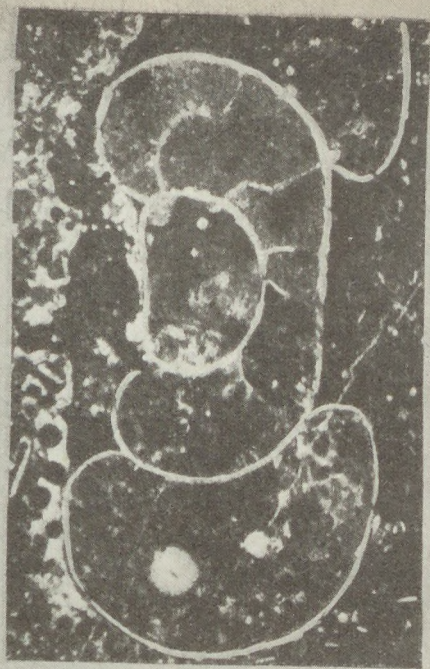
4

*Table I*

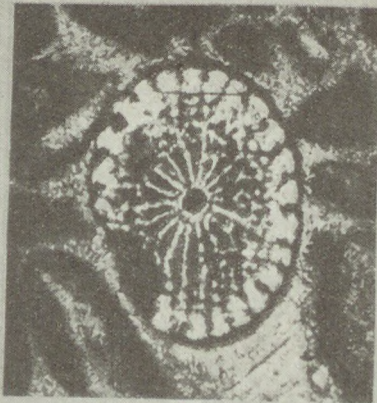
- Fig. 1.* Calcite vein with multiple microfaults. Mount Harsány; Oxfordian limestone (x47)  
*Fig. 2.* Oolite cut into four parts by calcite veins crossing each other. Mount Harsány, Oxfordian limestone (x47)  
*Fig. 3.* Oolitic limestone, Oxfordian, Mount Harsány (x47)  
*Fig. 4.* Pseudo-oolitic, Tithonian *Diceras* limestone, with uniserial Foraminifera section. Mount Harsány (x47)



1



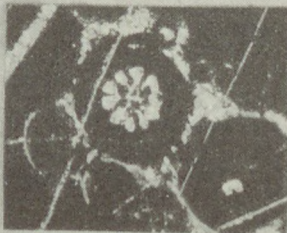
2



3



4



5



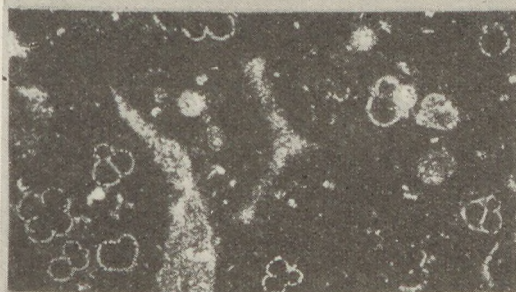
6



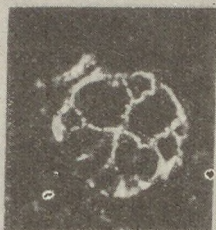
7

Table II

- Fig. 1. Thin section of the oolite-free limestone bank, Lusitanian (x68)  
 Fig. 2. Ammonite remains in Oxfordian-Lusitanian limestone, Mount Harsány (x33)  
 Fig. 3. Cross-section of an echinoderm spine thorn in Tithonian Dicerias limestone, Mount Harsány (x68)  
 Fig. 4. Cross-sections of echinoderm skeletal elements and *Textularia* sp. in Tithonian Dicerias limestone, Mount Harsány (x68)  
 Fig. 5. Algal remains in pseudo-oolitic Tithonian limestone, Mount Harsány (x47)  
 Fig. 6. Skeletal parts of holothuroids in Tithonian Dicerias limestone, Mount Harsány (x68)  
 Fig. 7. *Miliolina* sp. in oolitic limestone, Oxfordian, Mount Harsány (x47)



1



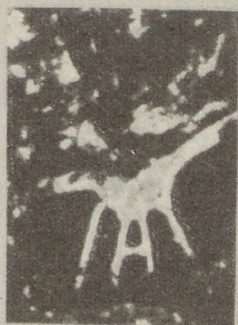
2



3



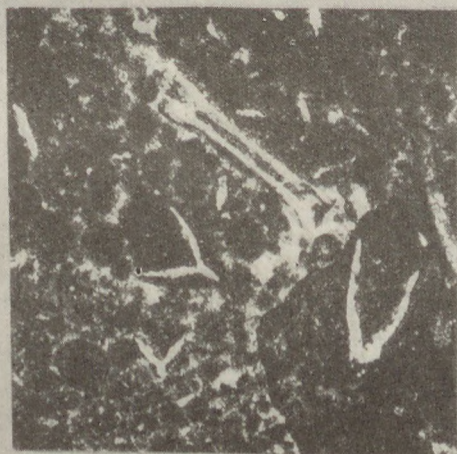
4



5



6



7



8

Table III

Fig. 1. *Globigerinae* in the lowest Oxfordian limestone bed of the Mount Mész at Villány (x47)  
Fig. 2. Holothuroid skeletal part in Oxfordian limestone, Mount Mész, Villány (x200)  
Fig. 3.-8. "*Lombardia*" in Kimeridgian limestone, Mount Harsány (x47)



# THE AUTIGENE MINERAL FORMATION AND ITS ROLE IN CARBONATE ROCKS

J. KISS

Mineralogical Institute, Eötvös University, Budapest  
(Received 25th July, 1962)

## SUMMARY

The Hungarian (Felsőcsatár, Rakaca, Vértes, Romhány, Budapest) carbonate rocks (dolomite, calcareous dolomite, Dachstein limestone, crystalline limestone) contain tremolite, crocidolite, albite, muscovite, tourmaline, quartz, etc. as the ingredient of rock. The epigenetic silicates of Felsőcsatár and Rakaca have been formed in slightly metamorphic environment, those, however, of the carbonata formations of the Vértes Mountain, Bükk Mountain, and Budapest have not been formed under metamorphic conditions. Hungarian examples are quoted in favour of the „transformation” theory with emphasis on the fact that the formation of “magmatic minerals” in sedimentary rocks is a function of geologic time, and tectonics, and not that of the endogene factors. This process, however, will never attain the rate and dimensions of the formations at magmatic origin.

An ever recurring question of the Hungarian special literature is the examination of the geologic structure of the mountain-chain of Vashegy of Sopron – Kőszeg – Rohonc situated in Western Hungary. The reason for this may be found in the fact that only parts of the territory could be subjected to study, and its comparison with similar formations of the Western Alps of Austria was greatly hampered by the frontier line, and the last but not the least, the mineral deposits (antimonite, Mn-ores, talc-serpentine, “graphite”, etc) out-cropping here and there from time to time, has captivated the attention of research workers.

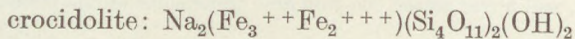
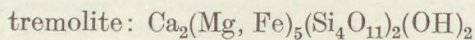
The magnesite veins opened up in the course of talcum-serpentine researches of the recent years have resulted in the location of deep borings on a larger scale facilitating, besides practical significance, the study of the rather complicated geological structure of this territory.

Quite a number of research workers of this country (K. Hoffmann, M. Vendel, H. Bandat, L. Bendefy, Földvári-Szebenyi-Noszky-Szentes, L. Jugovits, and others) have dealt with the geologic and stratigraphic development of this territory. On the basis of these studies it is generally known that the basement of the Kőszeg – Rohonc mountains is built up by epimetamorphic rocks of the Kőszeg – Velem series. The oldest unit of the territory consists of Middle Devonian dolomite and limestone (Egyházasküzes and Vashegy), and conglomerate, phyllite, quartz-phyllite, schist, chlorite with talc-serpentine and graywacke all thought to be of Carboniferous age. The series here mentioned can nowhere be found in one profile as it has been subjected to strong tectonic activity and is further actively eroded that present grave difficulties in locating the original position of the above facies.

Penetrating the green schist series with exploratory borings in the vicinity of Felsőcsatár a marble formation has also been recorded besides schist,



gneiss, crystalline dolomite, bituminous dolomite and grey crystalline limestone. The crystalline limestone is fine-grained, the marble, however, consists of coarse grains. The light-green and green patches together lead one to mistake it for opicalcite. In the crystalline limestone, adjoining to the serpentines a grass green coloured thinband of a thickness of a few centimetres, consisting mainly of epidotes may be recognized. In the carbonate formation the microscopic investigation has shown besides the streaky-laminar talc-bundles well crystallized components consisting of elongated thin crystals of columlike appearance, and with well distinguishable fractures almost perpendicular to each other. (Figs. 3–5). In thin sections they are light-green coloured with hardly visible yellow pleochroism and they dissolve with a great difficulty and only partly in concentrated acids. In the course of solution mostly Na-, Ca-, Fe-, Mg and – in a small degree – Al- and Si- are removed from the crystals. The colour of the crystal depends on the Fe-content which slightly modifies from among other optical properties – the refractive indices and the extinction angles too. This mineral occurs in the first place in contact rocks which, according to our researches, consists of two modifications:



The tremolite is light-green, while the crocidolite is somewhat darker in colour. In this case, therefore, we have to do with such variety of tremolites where Ca is partly substituted by Na, and Mg by Fe. The above minerals are the first to form in the course of recrystallization of the source rock, the streak like development of which appears in form of inclusions closures in the components of dolomite, crystalline limestone and marble. In addition they appear in greater bundles between the calcite crystals, in some places also in parallel bundles, perpendicular to the direction of the pressure or, evading the effect of pressure, in form of slightly curved threads, which are characteristic of the middle zone of the series described in a sparse distribution, and in coherent, larger extension they are characteristic of the upper zone of the rock series. Their appearance is accompanied by the joint occurrence of talc and serpentine and their formation is necessarily in close connection with the latter. The serpentinisation involves an intensive mobilisation of Na-Ca, Mg, and partly of Fe, the distribution of which is in accordance with the mobility order of elements by Korshinsky, even in respect of order of magnitude, and which has concentrated in the Devonian dolomites and bituminous limestones, in Na-, Ca-, Mg-, Fe-containing minerals.

Entirely peculiarly-shaped crystals (Fig. 1–2) may be encountered in the epigene albite and in the plagioclase and quartz with slightly richer An-content, in form of inclusions, otherwise they are of hypidiomorphic appearance. The albite is the predominant feldspar-component usually with a twin-development according to the albite-rule, but on the basis of the extinction measured on the (010) face An-rich, intermediate plagioclase-members may also be discovered. The feldspars often contain calcite inclusions, however, the replacement of the latter by plagioclase is not uncommon either. The feldspars are of epigenetic development, they have been formed in the course of metamorphism in early Devonian (?) limestone and dolomite.

The quartz-content of the crystalline limestone is of subordinate importance, mostly microcrystalline chalcedony appears, well crystallized quartz-modifications are rare.

The calcite consists of interbranching, strongly twin-faced grains and it supplies the ground mass of the rock.

There is a difference also in the value of the angle of extinction between the tremolite and crocidolite.

In case of the crocidolite  $\gamma/c$  amounts to  $17^\circ$  to  $20^\circ$ . In case of the tremolite it amounts to  $12,5^\circ$ – $15^\circ$  measured on the (010) face.

In the Fe-rich minerals the value of the extinction angle predominantly amounts to  $15^\circ$ , while in the Fe-poor varieties and its modifications, it ranges between  $12,5^\circ$  and  $14^\circ$ .

Refractive indices:

tremolite	$\alpha = 1,609,$	$\gamma = 1,627$
crocidolite	$\alpha = 1,610,$	$\gamma = 1,635$

The tremolite can only be separated from the crocidolite by optical methods, where the optical coefficients may vary within the two extreme limits. The  $d(hkl)$  values of an X-ray photograph of a seemingly uniform material prepared under microscope, demonstrated the presence of both minerals as a proof that the two minerals are modifications, grading into each other, and were formed under conditions, where considerable Na was also present in addition to Mg. (See the Table of X-ray evaluation).

Under natural conditions dolomite reacts more sensitively to contact effects, than limestone. The silica present as contamination, or supplied by migration, reacts in the first place with the  $MgCO_3$  to form forsterite ( $Mg_2SiO_4$ ) then, if more  $SiO_2$  is available, talc ( $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ ) and eventually diopside, respectively. [C. r. Michel Léwy, 21]. Tremolite is very rare in such mineral association as it is unstable under the pressure-temperature conditions necessary for the formation of the above minerals and it will easily be transformed into diopside. Under dynamothermal conditions – however – as it is generally known, the tremolite is of widespread occurrence. In the investigated crystalline limestone, dolomite, and marble of Felsőcsatár, talc and the locally occurring discontinuous epidote may be recognized beside the tremolite-crocidolite. This fact involves the question how the tremolite produced under laboratory conditions, as discussed below [21], might be introduced into the genetic frames of the epigene minerals of Felsőcsatár.

A mixture consisting of  $CaCO_3 + 2MgCO_3 + SiO_2$  at a temperature  $400^\circ C$  will produce serpentine, and at  $500^\circ C$  temperature and a pressure of 300 bars at forsterite will be formed.

$2CaCO_3 + MgCO_3 + SiO_2$  produce diopside at  $500^\circ C$  in addition to small quantities of serpentine.

$5MgCO_3 + CaCO_3 + 8SiO_2$  produce solely talc under the above pressure-temperature conditions.

When alkalis have been to the above mixture (f. i. in form of NaCl,  $Na_2CO_3$  or KCl), the dissociation of the dolomite commences already at  $375^\circ C$  with the formation of tremolite and then later to that of diopside.

tremolite –  $400^\circ - 450^\circ C$  – diopside

Continuous Table of X-ray Evaluation.

1.		2.		3.		4.	
Crocidolite Felsőcsatár		Crocidolite S-Africa		Tremolite Caveltorn		Riebeckite Scotland	
I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å	I.	d/Å
s	9,15	8	9,2	—	—	—	—
vs	8,29	10	8,4	7	8,41	10	8,42
w	4,91	3	4,93	—	—	—	—
ms	4,50	8	4,51	5	4,52	8	4,51
w	4,20	2	4,20	2	4,21	—	—
w	3,89	2	3,89	—	—	—	—
ms	3,40	4	3,41	5	3,38	4	3,34
ms	3,26	4	3,26	5	3,27	6	3,27
s	3,11	9	3,11	10	3,13	10	3,13
ms	2,90	3	2,98	5	2,94	—	—
w	2,81	4	2,79	5	2,81	5	2,81
s	2,72	10	2,71	10	2,71	9	2,72
ms	2,61	4	2,60	5	2,59	3	2,60
ms	2,54	3	2,53	7	2,53	3	2,54
vw	2,39	4	2,44	—	—	2	2,38
w	2,34	—	—	5	2,39	3	2,33
w	2,29	6	2,31	2	2,27	—	—
ms	2,18	6	2,18	5	2,16	5	2,18
vw	2,06	—	—	2	2,04	4	2,03
ms	2,02	4	2,02	4	2,01	—	—
vw	1,971	2	1,99	—	—	—	—
vw	1,867	6	1,860	—	—	—	—
vw	1,821	6	1,799	—	—	5	1,809
vw	1,723	2	1,714	2	1,734	—	—
vw	1,692	2	1,684	—	—	2	1,684
ms	1,652	7	1,649	4	1,651	6	1,661
ms	1,621	7	1,613	2	1,618	6	1,619
ms	1,581	4	1,572	4	1,572	2	1,594
vw	1,540	1	1,535	—	—	—	—
ms	1,507	7	1,499	4	1,509 - 1,504	6	1,504
ms	1,443	4	1,449	6	1,436	2	1,458
ms	1,408	7	1,420	—	—	—	—
w	1,369	4	1,369	—	—	—	—
w(d)	1,341	7	1,345	4	1,356	—	—
w	1,313	2	1,310	2	1,307	—	—
w	1,300	6	1,291	4	1,291	—	—
vw	1,272	—	—	2	1,275	—	—

Explanation: I = Intensity, s = strong, vs = very strong, ms = middle-strong, w = weak, vw = very weak, d = diffuse.

In the presence of  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  at  $400^\circ\text{C}$  talc, at  $500^\circ\text{C}$  amphibole (richterite) separated, in case of dolomite with Fe-content, however, aegirine has been formed at temperatures as low as  $300-350^\circ\text{C}$  [21].

Under natural conditions the leading alkaline-bearing mineral on the tremolite-diopside line is the tremolite (0,0–3,0% of  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ). At the Na-content of the dolomite amounting to a few per cent talc-tremolite is

forming at a constant lower temperature range, and we may add crocidolite too, both will be transformed to diopside or amphibole only at higher temperatures.

The appearance of the epigene silicates in the older, primarily Paleozoic carbonate rocks is almost a regular symptom, and their formation may in the first place also be demonstrated in such geologic environments where no evidences, or only hardly visible traces of magmatic processes, or of the transforming activity of the metamorphism may be experienced. Their formation independent of the previously mentioned conditions, has already been recognized by the research workers of the XIX. century [1-11]. The appearance of the Belgian, Belgian-Congolese (V. Sorotshinsky) Devonian limestone-albite is very remarkable as far as its mineral composition almost equals that of the magmatic albitite. Besides albite, and especially the acidic plagioclases, quartz, tourmalin with signs of further growth, possibly rutile, are indicating a predominantly alkaline granite-composition. The above statements denote the "magmatism" of the sedimentary rocks without any signs of an ascending magmatic activity (Sorotshinsky). The widespread occurrence of this phenomenon points to the possibility of a wider range of occurrence of a "secondary magma-formation" than was known so far suggesting somewhat exaggeratedly a new path in the progress of geology [11].

It is to be remarked that among the constituents of the Triassic "Hauptdolomit", the Dachstein limestone as well as those of the crystalline limestone of Rakaca, Szendrő and Szabadbattyán, post-diagenetic idiomorphic quartz, muscovite, albite as well as „regrown" tourmaline crystals were present. Quartz is encountered in the form of a component part of the texture of the dove-grey crystalline limestone (Szabadbattyán, Devonian?). Its crystals are of elongated, column-like appearance, with calcite and possible a gasous inclusion presumably consisting of CO<sub>2</sub> gas. On the crystals leached out of the matrix (+) and (-) rhombohedron faces and (1010) faces turn up with solutions depressions and grooves on both faces (Fig. 6). The epigene quartz of the Dachstein limestones in the surroundings of Nézsza and Budapest consists of stouter forms, and the equal development of the two (+ and -) rhombohedrons gives an dihexahedral form to the crystal.

The quartz crystals of the much crumpled dolomite of the Bükk Mountains (Háamor) differ from the quartz crystals of the Szabadbattyán crystalline limestone in their greater dimensions, in some cases these crystals are as big as 1-3 mm. They contain dolomite and gas-bubbles as inclusions, thus their colour is slightly whitish, half-transparent and only in places around the covering parts are water-clear (Figs. 9, 10, 11).

### *Tourmaline*

The tourmaline has been carried into the matrix of the limestone in form of a light-green allotigenic component (Nézsza, Budapest, Dachstein limestone) in the course of sedimentation, however, on the edges of the crystals there occur water-clear aftergrowths due to the "regrowth", the refractive index of which is slightly smaller than that of the former:

Epigenic water-clear	Allotigenic light-green
tourmaline	
$\omega = 1,640$	$\omega = 1,648$
$\varepsilon = 1,625$	$\varepsilon = 1,622$

Muscovite appears in greater masses in the crystalline limestone of Rakaca and, subordinately, in the Dachstein limestones in the surroundings of Budapest. Very peculiarly formed crystals occur in the Dachstein limestones, and somewhat distorted ones in the crystalline limestone of Rakaca. The difference between the muscovite crystals of the two types of limestone which are also of different ages is shown in the optical behaviour of the crystals as well. The optic angle of the younger (Triassic-Dachstein) muscovite is smaller, the epigene muscovite of Rakaca (Paleozoic) shows obscure 2V values higher than those of the former. (Figs. 7–8.)

The epigene muscovite of Rakaca is often inter grown with albite in parallel bundles. The albite is — like that in Felsőcsatár — a well crystallized component with calcite and other inclusions in it, its form is very rarely delimited by faces on all sides.

The authigene silicate-minerals of both Hungarian and Belgian as well as western Alpine, Congolese, etc. carbonate rocks are slightly different as to their sedimentary petrographic and geological characters as follows:

a) In the epimetamorphic environment they predominantly developed in limestones of Palaeozoic age containing fossils, with some organic (graphitic) material content, possibly with, or without some bitumen.

b) In the Mesozoic, and rarely in the Neogene carbonate rocks they may be encountered in various quantities and extension, with, or without organic contents. These latter were sometimes subjected to the effect of metamorphism with the exception of the Alps (e. g. "Hauptdolomit" and Dachstein limestone in Hungary). Characteristic feature of both formations is the presence of the epigenetic silicates predominantly in Mg-containing rocks: in dolomite, calcareous dolomite, ankerite. In limestones consisting of pure calcite they play a subordinate role. The thermodynamic factors playing an important role in the formation of the epigenetic silicates, under laboratory conditions can very seldom be demonstrated in the above rocks. The question arises, therefore, which factors are controlling the conditions and mechanism of the formation of epigenetic silicates requiring both pressure and temperature? The up-to-dateness of this problem is indicated by the ever increasing number of observations data which do not agree with the thermodynamic factors of magmatic processes.

The alkali ions in the aluminum and silica parts are always present in form of "contamination", or in form of a clay-mineral but they may originate from the rocks of the overlying formations by ionic diffusion as well. In the tectonically deformed and reworked areas (with remarkable synchronous epigenetic formations) the ionic diffusion may be more extensive. The most part of the Hungarian examples (Buda Mountain, Bükk Mountain, Szendrő–Rakaca) are proofs of some tectonic deformation the carbonate complex suggesting the idea that some tectonic influence is necessary to the

ormation of the epigenetic silicates. The high pressure-temperature factors of the magmatic activities are influencing the rate and dimensions of formation of the silicate minerals. In the sedimentary rocks such minerals are formed at a low rate, and in function of time at much lower pressure-temperature conditions. Beginning with the Palaeozoic the rapidly decreasing quantity of the epigenetic silicates is also supporting the above fact while the epigenetic formation of some younger sediments (f. i. the French–Belgian Jurassic–Cretaceous carbonate formation) might also have been influenced by endogene factors.

The results of investigation on Hungarian material and the literature data support the transformation theory, as the formation of magmatic minerals as well as the magmatic process itself might have taken place in absence of fused magma, however, the formation of “magmatic” rocks on a large-scale and in large masses can be brought about solely by the magma itself.

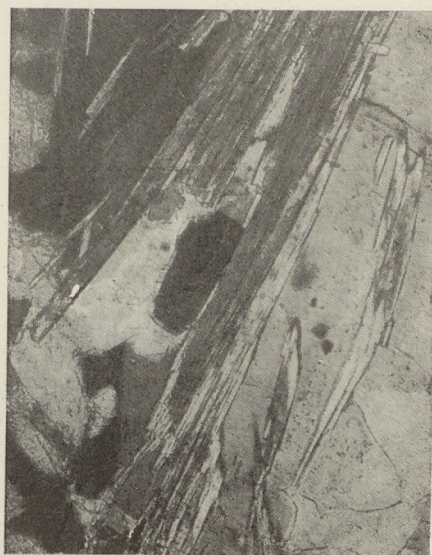
#### REFERENCES CITED

1. D r i a n, A.: Notice sur les cristaux d'albite renfermés dans les calcaires magnésiens des environs de Modena. *Bull. Soc. Geol. Fr. 2-série*, **18**. 804–805. 1861.
2. L o r y, Ch.: Sur la présence habituelle des cristaux microscopique des feldspaths dans les calcaires magnésiens et les carneules du Trias des Alpes occidentales. *Rev. Soc. Sav. Sci. math. phys. nat.* **2**. 235–239. 1868.
3. I s s e l, A.: Radiolaires fossiles contenus dans les cristaux d'albites *C. R. Ac. Sci.* **110**. 420–424. 1890.
4. C a y e u x, L.: Existence de nombreux cristaux de feldspath orthose dans la craie de bassin du Paris. Preuve de genèse in situ. *C. R. Ac. Sci.* **120**. 1068–1071. 1895.
5. D a l y, R. A.: Low temperature formation of alkaline feldspars in limestones. *Proc. Nation. Acad. Sci.* **3**. 659–665. 1913.
6. D e L a p p a r e n t, J.: Cristaux de feldspath et du quartz dans les calcaires du Trias moyen d'Alsace et de Lorraine. *C. R. Ac. Sci.* **171**. 862–865. 1920.
7. R e y n o l d s, D. L.: Some new occurrence of authigenic potash feldspar. *Geol. Mag.* **66**. 390–399. 1929.
8. D e v e r i n, L.: Symptôme de métamorphisme précoce dans les roches sédimentaires: formation des silicates authigènes. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Not.* **59**. 41–44. 1936.
9. T o p k a y a, V.: Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. *Bull. lab. geol. et min. de l'Univ. de Lausanne* **97**. 1–132. 1950.
10. O u l i a n o f f, N.: Feldspaths néogènes dans les “schistes lustrés” du Vol. Ferret. *Bull. Soc. Vaud. Not.* **65**. No. 284. 1933.
11. S o r o t s c h i n s k y, C.: La géologie trouve les voies nouvelles. *Libr. Univ. Louvain* 1955.
12. B a n d a t, H.: A Kőszeg-Rohonci hegység nyugati részének geológiai viszonyai. (Geological Conditions of the Western Part of the Kőszeg-Rohonc Mountains). *Földt. Szemle* **1**. 5. 1928.
13. B e n d e f y, L.: A Vashegy-csoport geológiája. (Geology of the Mount Vas Group). *Acta Sabar.* **1**. 1929.
14. S z t r ó k a y, K.: Tremolit a Preluka hegység kristályos mészkőből. (Tremolite of the crystalline limestone of the Preluka Mountain). *Term. Tud. Közöny* 1946.
15. J u g o v i c s, L.: Kőzettani és geológiai megfigyelések a Lanzaséri hegységben – Burgenland. (Lithologic and geologic observations in the Lanzasér Mountain – Burgenland). *Jel. a jöv. mélykutatás 1947–48. évről.* 32–44.
16. Földváry, A., Neszky, J., Szabó, L., & Szentés, F.: Földtani megfigyelések a Kőszeg hegységben. (Geological observations on the Kőszeg Mountains). *Jel. a jöv. mélykutatás 1947/48. évről.* 5–32.

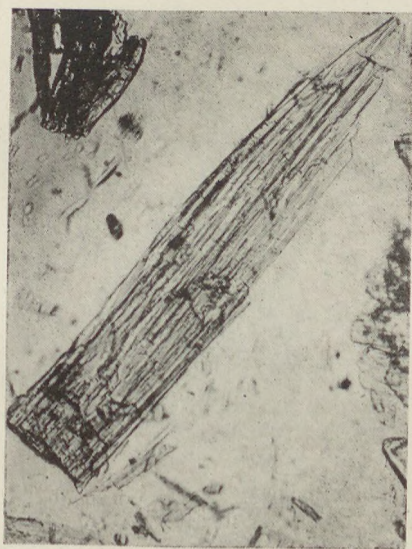
17. S z e b é n y i, L.: A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai. (Geological relations of the Hungarian Portion of the Mount Vas). *Jel. a jöv. Mélykutatás 1947 - 48. évről.* 45 - 50.
18. V e n d e l, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. *Soproni Bány. Erdőmérn. Főisk. Közl. I.* 1929.
19. V e n d e l, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. *Geol. Führer für die Studienreise des Internat. Verb. Fort. Forschungsanstalten im Jahre 1934.*
20. V e n d e l, M. & R o m w a l t e r, K.: Beiträge z. Kenntnis der Leukophylite. Sopron, 1930.
21. C r. M i c h e l L é v y: Premiers stades du metamorphisme artificiel d'une dolomie siliceuse: Formation de trémolite et de diopside. *Bull. Soc. Franc. Min. et Crist. LXXX.* 297 - 302. 1957.



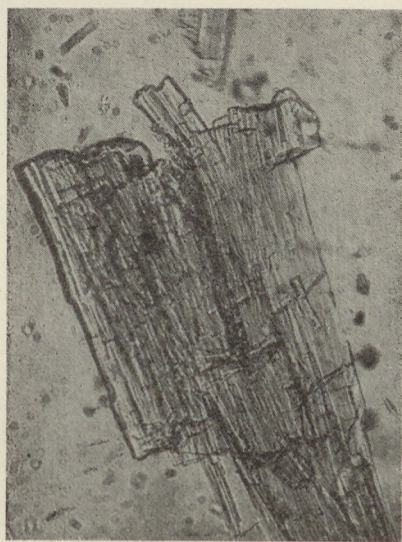
1



2



3



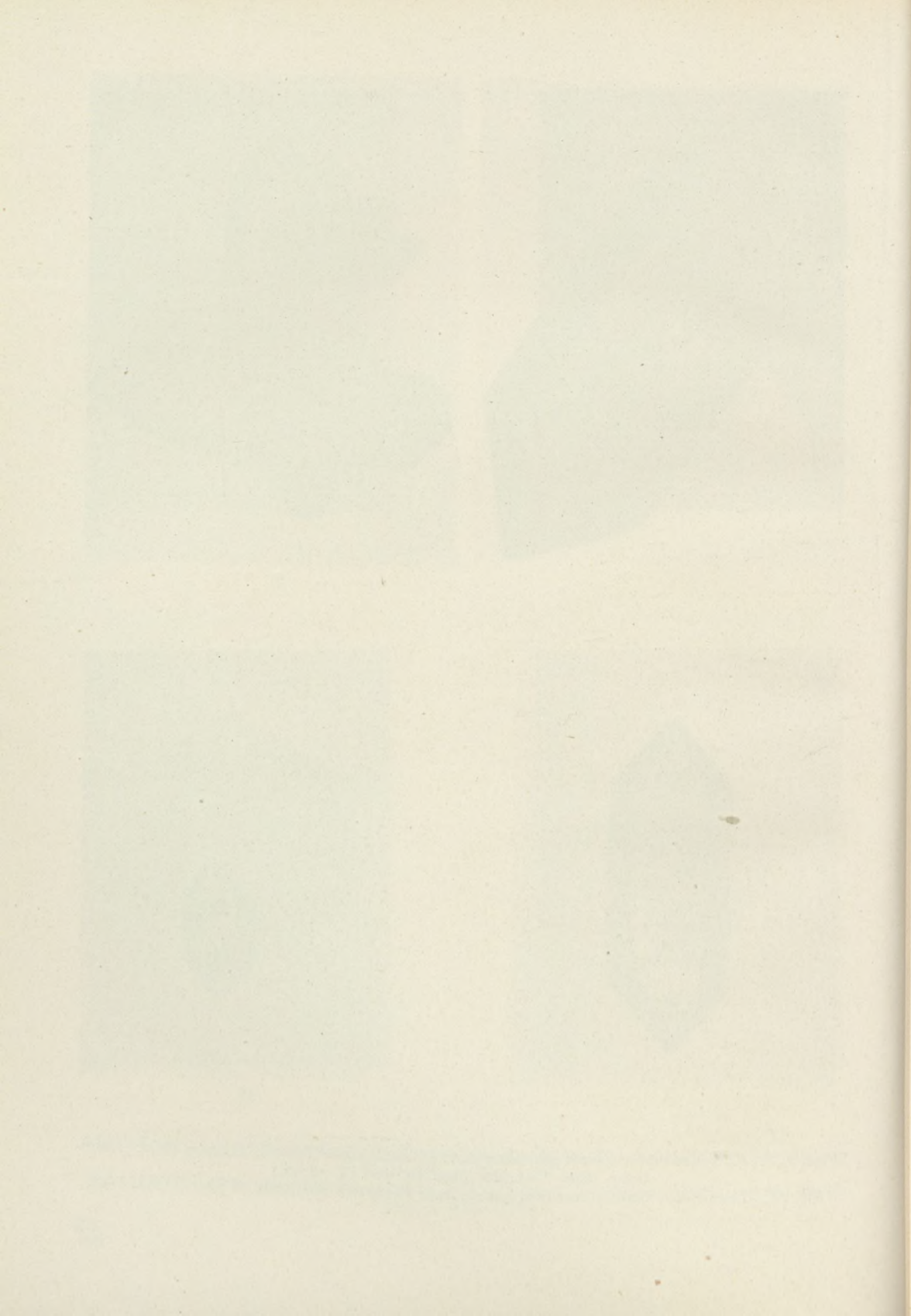
4

*Fig. 1.* Crocidolite with oriented albite and quartz in the crystalline base-material of the dolomite. Felsőcsatár, || Nik. 1:22,5.

*Fig. 2.* Crocidolite with oriented albite and quartz. Between + nicols. The crocidolite does not occur only on the edge of the dolomite-crystals, but also in the dolomite and albite, in form of inclusions.

*Figs. 3. 4. 5.* Crocidolite and tremolite crystals prepared from the solution-residue of the substance of a crystalline limestone, with well observable fracture - planes. || Nik. 1:22,5.





# MICROPLANKTON FROM THE PALAEOGENE OF THE DOROG BASIN. I.

E. KRIVÁN-HUTTER

Geological Institute, Budapest  
(Received 28th January, 1963)

## SUMMARY

During the palynological treatment of the Palaeogene series of the Dorog Coal Basin (NW of Budapest) a considerable amount of microplanktonic organisms has been collected in addition to the abundant sporomorph assemblage. In the first part of the paper the author discusses some representatives of these microorganisms. She records the occurrences of *Botryococcus luteus* *Traverse* 1955, *Crassosphaera concinna* *Cookson* and *Manum* 1960 and *Crassosphaera stellulate* *Cookson* and *Manum* 1960 in Hungary and gives the description of *Crassosphaera minor* n. sp., *Crassosphaera manumi* n. sp., *Crassosphaera cooksoni* n. sp., and *Hungarodiscus fragilis* n. gen. n. sp.

During the palynological treatment of the Palaeogene series of the Dorog Coal Basin (NW of Budapest) a considerable amount of microplanktonic organisms has been collected in addition to the rich sporomorph assemblage. In the first part of the paper the author discusses some representatives of these microorganisms, i. e. forms of *Botryococcus* and planktonic organisms referred to the family *Leiosphaeridae* *Eisenack* 1954 (*Crassosphaera* *Cookson* and *Manum* 1960, *Hungarodiscus* n. gen.).

According to the taxonomic system of F. E. *Fritzsche* [9] the genus *Botryococcus* *Kützing* belongs to the order Heterochloridales of the yellowish-green algae (Xanthophyceae—Heterokontae). The first data concerning these fossils were published in the last decade of the 19th century. They were discovered in connection with the analysis of the torbanite and boghead coals. Since then, a considerable number of geological papers have dealt with this genus. The references are compiled in detail in the paper of A. *Traverse* [17]. The representatives of the genus *Botryococcus* are known to have existed since the Palaeozoic era.

On the basis of the literature concerning the petrography of the Hungarian coals, "algal rocks," ascribed to *Botryococcus* are found in the Middle Miocene coal beds of Petőfibánya as well as in the Early Eocene coal beds occurring in the region of Oroszlány and Tatabánya [15]. It is also mentioned by E. *Szádeczky-Kardoss* that a component "just like alginite has been found in the Oligocene brown coal, the xylovitrite, of the Dorog Basin too. It can hardly be regarded as alginite, because the presence of true algal remains in xylovitrite is hardly conceivable" [15, p. 101]. Specimens of *Botryococcus* have been encountered by B. S. *Venkatachala* and F. *Góczán* [18] during the palynological investigation of the "Kössen facies" (Rhaetian stage). These authors pointed out that the representatives of *Botryococcus*

associated with a peculiar sporomorph assemblage and with species of *Microhystridium* were abundant in the marine clayey marls of Kössen facies of the Bakony Mountains as well as in those of the Zala Oil Country.

In the Dorog Basin fossil remains of *Botryococcus* have been furnished until now by the Eocene—Oligocene series of 3 bore-holes and 2 mining exposures. They were encountered in Lower and Middle Eocene beds in the bore-holes Esztergom-20 and Esztergom-22, and in Lower and Middle Oligocene beds in the bore-holes Esztergom-20 and Piliscsév-4. As far as the Lower Oligocene brown coal measures of the shaft Annavölgy-X, and of Mogyorós-bánya are concerned, the rocks immediately overlying them have furnished *Botryococcus*.

These microfossils, together with other organisms of the marine microplankton, e. g. *Hystrichosphaera*, *Crassosphaera*, *Deflandrea* and *Pterospermopsis*, *Foraminifera* with organic tests etc., chiefly derive from clayey marls, sandy-clayey marls, molluscal clays and glauconitic sandstones.

Cookson & Manum described the genus *Crassosphaera* in 1960 from the Neocomian beds of Papua and New Guinea as well as from the Lower Eocene marine deposits of Spitzbergen and Western Australia [3].

In Hungary, F. Góczán, E. Kriván—Hutter and L. Rákosi have reported first, at the meeting of the Hungarian Geological Society, 14 June 1961, on the occurrence of the representatives of the family *Leiosphaeridae* Eisenack 1954 in the Mesozoic and Tertiary deposits of the Transdanubian Central Mountains. Later on, P. Simonics and M. Kedves found fossil remains of *Crassosphaera concinna* Cookson & Manum 1960 in the course of the palynological examination of the Upper Liassic manganese series of Urkut [13]. While dealing with taxonomic problems of the genera *Crassosphaera* Cookson & Manum 1960, *Tythydiscus* Norem 1955 and *Noremia* Kedves 1962, M. Kedves [10] created the family *Crassosphaeridae* for these genera and fitted it into Timofeev's system. He motivated the creation of this family as follows: "Considering the characteristic features of these microfossils, in the first place the structure of the wall and the prominences and projections of the surface, it does not seem practicable to put them into the family *Leiosphaeridae* but rather to discuss them apart from it, and marked off also from the *Hystrichosphaeridae*." [10]. The author, herself, adopts Eisenack's taxonomic classification according to which the family *Leiosphaeridae* Eisenack 1954, including the genera *Tasmanites* Newton 1875, *Leiosphaeridia* Eisenack 1958, *Tythydiscus* Norem 1955 and *Hungarodiscus* n. gen., is understood as one of the families of the order *Hystrichosphaeridea* Eisenack 1938, and the genus *Crassosphaera* Cookson & Manum 1960 is also considered to belong to the order *Hystrichosphaeridea* Eisenack 1938. In this connection Eisenack makes the following statement: "Sie vermittelt m. E. zwischen den Gattungen *Tasmanites* und *Tythydiscus* einerseits und den stacheltragenden *Hystrichosphären* andererseits." [7, p. 59].

*Crassosphaera* Cookson & Manum 1960 fits well into the family *Leiosphaeridae* established by Eisenack in 1954, when considering the diagnose of the family.

## Description of the microfossils

*Botryococcus luteus* Tr a v e r s e 1955

(Plate I, figs. 1–13)

See diagnose in the paper of A. Tr a v e r s e [16, p. 79].

*Description:* The colonies are generally spherical or nearly so. Their size varies, according to the number of the specimens forming the colony, within the range of 30–50–80  $\mu$ . The individual cells, themselves, are lodged in a funnel-shaped thimble of cuticular nature, which is on average 6–7  $\mu$  long, with oval or circular section the diameter of which measures generally 3–3,5  $\mu$  and rarely 4  $\mu$ . The thimble is surrounded by a very resistant light-yellow mucilaginous cup. Both are products of the cells. The fossils are represented essentially by this „skeletal framework” itself. Reproduction proceeds along the longitudinal axis by cell divisions. Generally 2 to 4 daughter cells are juxtaposed in this way, and each daughter cell secretes a new “thimble” and “cup” within the “parent wall.” The individual “cups” within the colony are kept together by a thick stalk issuing from the base of the cup and extending to the centre of the aggregate.

*Comments:* After having compared her specimens with the data, descriptions and figures available in the literature, the author identified them with *Botryococcus luteus* described by A. Tr a v e r s e from the Brandon lignite of Vermont. She agrees with the latter worker in stating that “one must be cautious about placing early Tertiary fossils in extant species unless the identity is obviously proved” [16, p. 80]. The author’s specimens show the same structure as *Botryococcus braunii* recorded by I. C. C o o k s o n from Australia which is quite natural since A. Tr a v e r s e who has examined the Australian material too, considers both fossils to be conspecific [17].

The now living *Botryococcus* is a common colonial planktonic alga. It is cosmopolitan, commonly living in freshwater lakes and marshes, but occurring in saline and brackish waters as well.

*Crassosphaera minor* n. sp.

(Plate II, figs. 1–12).

*Holotypus:* Specimen in slide D. 14/19, Plate II, figs. 1–3.

*Derivatio nominis:* after its small size.

*Locus typicus:* Dorog Basin, bore-hole Dág-14.

*Stratum typicum:* Oligocene, Lattorfian stage.

*Diagnosis:* Body usually circular, below 35  $\mu$  in size, with thin wall and frequently with secondary folds. Thickness of the wall corresponding to 1/20 of the whole diameter. Wall ornamented with extremely fine and densely arranged prominences which are perforated by radial tubules. The tubules do not ramify, running in a straight line. The width of the prominences is below 0,5  $\mu$ , their height being below 0,2  $\mu$ . The occurrence of a pylome is possible.

*Description:* The size of *Crassosphaera minor* n. sp. varies within the range of 19–34  $\mu$ ; the most frequent size being 26 to 27  $\mu$ . The thickness of the wall varies from 0,8  $\mu$  to 1,5  $\mu$  and is generally 1,2  $\mu$ . The tubulosity is so fine that in the case of smaller specimens it can only be guessed to be present, even if the specimen is magnified 1000 times in oil immersion. In the larger specimens

there always appears a distinct, larger pore, i. e. the pylome measuring 2,5–3,0  $\mu$ .

*Comments:* *Crassosphaera minor* n. sp. can well be differentiated from *Crassosphaera concinna* described by I. C. Cookson and S. Manum in view of its small size, thin wall and fine tubulosity.

*Occurrence:* The investigations which have been carried out hitherto suggest that the species in question is the most common *Crassosphaera* in the Eocene-Oligocene beds of the Dorog area. It has been encountered in the bore-holes Esztergom-20, Dág-14, Piliscsév-4, and in the shaft Annavölgy-X.

*Crassosphaera manumi* n. sp.

(Plate II, figs. 13–17, Plate III, figs. 3–4.)

*Holotypus:* Specimen in slide Pcs. 4/21, Plate II, figs. 15–17.

*Derivatio nominis:* in honour of S. Manum.

*Locus typicus:* Dorog Basin, bore-hole Piliscsév-4.

*Stratum typicum:* Oligocene, Rupelian stage.

*Diagnosis:* Body usually circular; thickness of the wall varying from 1/20 to 1/25 of the whole diameter (2–3  $\mu$ ). Prominences hexagonal, closely arranged, forming a surface pattern resembling the cast of a honeycomb. They are 0,5 to 1,0  $\mu$  broad, their height being below 0,5  $\mu$ . Prominences perforated by tubules.

*Description:* Several specimens of *Crassosphaera manumi* n. sp. have been found; their sizes vary within the range of 33–40  $\mu$ . The wall is 2–3  $\mu$  thick. The basal part of the prominences is commonly about 0,8  $\mu$  broad, their height measuring about 0,4  $\mu$ . No pylome has been observed.

*Comments:* *Crassosphaera manumi* n. sp. closely related to *Crassosphaera concinna* Cookson & Manum 1960 and to *Crassosphaera minor* n. sp. It differs from both by its smaller or greater size, respectively, its thick wall and the pattern of the prominences.

*Occurrence:* They have been encountered in the Oligocene (Lattorfian–Rupelian) beds of the bore-holes Esztergom-20 and Piliscsév-4 as well as in the Sparnacian beds of the shaft XII. in the Dorog Basin.

*Crassosphaera* cf. *manumi*

(Plate III, figs. 1–2.)

*Description:* Body measuring 34  $\mu$  somewhat oval because of folding, wall of 2  $\mu$  thickness. In its surface there are prominences perforated by tubules.

*Comments:* A species of *Crassosphaera* encountered in the Oligocene (Lattorfian) sandy clayey marl beds of the bore-hole Esztergom-20. Its state of preservation does not permit to identify it specifically. On the basis of its size, wall thickness and tubulosity, it can be referred to *Crassosphaera* cf. *manumi*.

*Crassosphaera cooksoni* n. sp.

(Plate III, figs. 7–11)

*Holotypus:* Specimen in slide Pcs. 4/20, Plate III, figs. 8–11.

*Derivatio nominis:* in honour of I. C. Cookson.

*Locus typicus:* Dorog Basin, bore-hole Piliscsév-4.

*Stratum typicum:* Oligocene, Rupelian stage.

*Diagnosis:* Circular, thin-walled *Crassosphaera* species. Thickness of the wall corresponding to  $1/25$  of the whole diameter. Surface covered with round circular prominences. The prominences are  $1,2$  to  $1,5 \mu$  broad, their height being smaller than  $0,5 \mu$ . The wall is perforated by straight tubules issuing from the prominences.

*Description:* Diameter of body  $49-52 \mu$ ; wall  $2 \mu$  thick. There are secondary folds on its surface.

*Comments:* *Crassosphaera cooksoni* n. sp. is closely related to *Crassosphaera concinna* Cookson & Manum 1960. The main difference between them is the thickness of the wall. The wall, as mentioned in the diagnosis, forms  $1/25$  of the whole diameter. If the generic diagnosis would be understood strictly, then *Crassosphaera cooksoni* n. sp. could not be ranked among the species of *Crassosphaera*. Nevertheless, the author believes that the identical character of the skeletal elements, the pattern of the tubules and the prominences and the arrangement of the latter confirm the attribution of the above specimens to this genus.

*Occurrence:* The specimens have been found in the Oligocene (Lattorfian – Rupelian) deposits of the bore-holes Piliscsév-4 and Esztergom-20 in the Dorog Basin.

*Crassosphaera concinna* Cookson & Manum 1960  
(Plate IV, figs. 1 and 5.)

See description in the paper of I. C. Cookson & S. Manum [3, p. 6].

*Comments:* In one sample from the Rupelian clayey marls exposed in the bore-hole Esztergom-20, the author has found some forms corresponding to the specimens of *Crassosphaera concinna* Cookson & Manum 1960 encountered in Komewu and in Spitzbergen. Unfortunately, the material includes contaminations of Cretaceous age, therefore, it could not be decided whether the morphological differences between specimens of different age and deriving from diverse localities "might have been caused either by time or by geographical differences" [10].

*Sizes:* Diameter about  $70 \mu$ , and  $95 \mu$ , respectively; wall  $5,5 \mu$ , and  $5,0 \mu$  thick, respectively; prominences  $1,5 \mu$  broad and  $0,8 \mu$  high in the smaller specimens, and  $1,2 \mu$  broad and  $1,0 \mu$  high in the larger ones.

*Crassosphaera stellulata* Cookson & Manum 1960.  
(Plate IV, figs. 2–4)

*Syn.:* *Crassosphaera stellulata* Cookson & Manum var. *minor* Kédes 1962 (Acta Univ. Szegediensis, Tomus XV.)

See description in the paper of Cookson & Manum [3, p. 7.].

*Comments:* Our specimen completely corresponds to *Crassosphaera stellulata* described by Cookson & Manum. Largest diameter  $67 \mu$ ; thickness of the wall  $7-8 \mu$ . Projections sculpturing the surface of the body usually with 4 rays, but there often occur projections having 3 and 4 rays too. A single projection with 6 rays could be observed. Sizes of the projections: diameter  $2,5-3,0 \mu$ , height  $1,5-2,0 \mu$ .

It can be observed in our specimen that the starshaped projections are most variable of all morphological features of the shell of *Crassosphaera stellulata* Cookson & Manum 1960 which is suggested by the original description too. ("In surface view the bases of the projections are star-shaped, usually with 4, sometimes 3 or 5 and rarely 6 rays" [3, p. 7.]. In view of the great variability in the symmetry of rays of the projections, the author considers unnecessary the differentiation of the specimen of M. Kedves [10] as a variety, which has been based by him just upon this feature.

*Occurrence:* Our specimen derives from Lower Eocene clayey marls with Operculina of the bore-hole Esztergom-20.

*Crassosphaera* sp. A.

(Plate III, figs. 5–6)

*Description:* Microfossil intensely folded, measuring 45  $\mu$  which might have originally been spherical. The structure of its shell corresponds to that of *Crassosphaera*, but its wall is much thinner, hardly reaching 1  $\mu$ . Small prominences are visible on its surface. They are 0,6 to 0,8  $\mu$  broad and 0,5  $\mu$  high and include straightly running, simple tubules connecting the outer and the inner surface.

*Comments:* Since only a single, ill-preserved specimen has been encountered up to the present time the author has preferred not to create a new species. More and better preserved specimens are needed if we want to characterize this form specifically and to clarify the questions arising in connection with the thickness of the wall. (The thickness of its wall corresponds to 1/45 of the whole diameter!).

*Occurrence:* The specimen has been found in an Oligocene (Rupelian) bed of the bore-hole Esztergom-20, in the Dorog Basin.

*Hungarodiscus* n. gen.

*Genotypus:* *Hungarodiscus fragilis* n. sp.

(Plate V, figs. 1–6, Plate VI, figs. 1–7).

*Derivatio nominis:* after its occurrence in Hungary.

*Diagnosis:* Microorganism circular in outline, with organic shell having a thin wall, which might have originally been spherical. In its wall there are radially oriented tubules opening to the outer and the inner surface. They do not ramify. Their arrangement on the surface exhibits a pattern involving six symmetrical rays. No projections, nor prominences, nor wall segments. Presence of a pylome is possible.

*Comments:* *Hungarodiscus* n. gen. resembles the genera *Crassosphaera* Cookson & Manum 1960, *Tasmanites* Newton 1875, and *Tythodiscus* Norem 1955. It differs from *Crassosphaera* by the lack of prominences and projections, from *Tasmanites* and *Tythodiscus* by the development of tubules or the lack of hexagonal segments, respectively, and from all the three genera by its extremely thin wall. Nevertheless, its affinities to aforementioned three genera are conspicuous. The morphological and structural features of the skeleton suggest that it is most closely related with the genus *Crassosphaera* Cookson & Manum 1960. Its taxonomic position is put into the family *Leiosphaeridae* Eisenack 1954.

*Hungarodiscus fragilis* n. sp.

(Plate V, figs. 1–6, Plate VI, figs. 1–13)

*Holotypus*: Specimen in slide S. XIV/11/b., Plate V, figs. 1–6 and Plate VI, figs. 1–7.

*Derivatio nominis*: after its fragile property.

*Locus typicus*: Dorog Basin (Borókás section of the basin), Sárossikló, shaft XIV.

*Stratum typicum*: Oligocene, Lattorfian stage.

*Diagnosis*: Microorganism circular in outline, with thin wall and organic shell. Thickness of the wall varying from about  $1/55$  to  $1/65$  of the whole diameter. Its wall is perforated by tubules which open to the outer and the inner surface. Its surface structure shows a regular hexagonal network composed of tubules having different pore openings on the surface. The arrangement of the pores also exhibits a hexagonal symmetry. Thus the tubules having larger openings are situated in the angles and the centre of the hexagon, while those with smaller openings lie between the connectives of the latter. This pattern may sometimes become simplified resulting in a hexagonal network of identical pores on the side carrying the pylome. There is a pylome, with a diameter forming about  $1/3$  of the whole diameter.

*Description*: Microfossil with regular outline and with a diameter of 50 to 54  $\mu$ . It may have originally been spherical, but has become flattened due to fossilization. Wall 0,8  $\mu$  thick. Diameter of tubules smaller than 0,6  $\mu$ . The network pattern of the tubules gets more dense around the pylome. The pylome lies on the concave side of the shell and its somewhat thickened edge is slightly bent inwards. Its size averages 13 to 15  $\mu$ . In the specimen from Annavölgy the network structure on the side carrying the pylome is composed of pores with equal diameter. On the other side, both specimens show a structure characterized by two kinds of pores having different amplitudes. All these features permit to distinguish a proximal side carrying the pylome, and a distal one. In both specimens there are locally tetragonal and pentagonal tubules too.

*Comments*: Fig. 10 in Plate VI shows the type specimen in its state before the detailed analysis, while figs. 1–6 in Plate V, and figs. 1–7 in Plate VI have been made of the same specimen after the splitting of the shell. Figs. 8–9, and 11–13 in Plate VI are photographs of the other specimen.

*Occurrence*: They have been found in the Oligocene (Lattorfian) brown coal seams of the shaft Sárossikló-XIV, and the shaft Annavölgy-X in the Dorog Basin.

#### REFERENCES CITED

1. Andreánszky G.: Ösnövénytan. (Palaeobotany) Budapest, 1954.
2. Cookson, I. C.: Records of the occurrence of *Botryococcus brainii*, *Pediastrum* and the *Hystriospheraeidae* in Cainozoic deposits of Australia. *Mem. Nat. Mus. Melbourne*, **18**, 107–123. 1953.
3. Cookson, I. C. – S. Manum: On *Crassosphaera*, a new genus of microfossils from mesozoic and tertiary deposits. *Nytt Magazin for Botanik*, **8**, 5–9. 1960.
4. Eisenack, A.: Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der *Hystriospheraeiden*. *Palaeontographica*, *Abt. A.* **105**, 49–95. 1954.



5. Eisenack, A.: Mikrofossilien in organischer Substanz aus dem Lias Schwabens (Süddeutschland). *Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh.*, **105**. 239–249. 1957.
6. Eisenack, A.: Tasmanites Newton 1875 und Leisphaeridia n. gen. als Gattungen der Hystrichosphaeridea. *Palaeontographica, Abt. A.*, **110**. 1–19. 1958.
7. Eisenack, A.: Mitteilungen über Leiosphären und über das Pylom bei Hystrichosphären. *Neues Jb. Geol. Paläont., Abh.* **114**. 58–80. 1962.
8. Eisenack, A.: Einige Bemerkungen zu neueren Arbeiten über Hystrochosphären. *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.* 92–101. 1962.
9. Fritzsche, F. E.: The structure and reproduction of the algæ. I. *Cambridge*, 1956.
10. Kedves M.: Noremia, a new microfossil genus from the Hungarian Eocene, and systematical and stratigraphical problems about the Crassosphaeridae. (*Manuscript*, 1962).
11. Norem, W. L.: Tythodiscus, a new microfossil genus from the California Tertiary. *Journal of Paleontology*, **29**. 694–695. 1955.
12. Schopf, J. M. – Wilson, L. R. & Bentall, R.: An annotated Synopsis of Paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. *Illinois, Geol. Survey, Rept. Invest.*, **91**. 1–73. 1944.
13. Simoncsics P. & Kedves M.: Paleobotanical examinations on manganese series in Urkut (Hungary, Transdanubia). *Acta Univ. Szegediensis, Acta Mineralogica-Petrographica*, **XIV**. 27–57. 1961.
14. Sommer, F. W.: South American Paleozoic sporomorphae without haptotypic structures. *Micropaleontology*, **2**. 175–181. 1956.
15. Szádeczky – Kardoss E.: Szénkőzetten. (Coal-petrography) *Budapest*, 1952.
16. Traverse, A.: Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont. *Bureau of Mines, Report of Investigations 5151*. 1955.
17. Traverse, A.: Occurrence of the oil-forming alga Botryococcus in lignites and other Tertiary sediments. *Micropaleontology*, **1**. 343–350. 1955.
18. Venkatachala, B. S. & Góczán F.: The spore–pollen flora of the Hungarian “kössen facies.” (*Manuscript*, 1962).



*Plate I.*

*Fig. 1*  $\times 2000$ , *figs. 2-13*  $\times 1000$ .

*Figs 1-13. Botryococcus luteus* *Traverse* 1955.

*Figs. 1-4.* Specimen from bore-hole Piliscsév-4 (Rupelian).

*Figs. 5-13.* Specimens from bore-hole Esztergom-22 (Middle-Eocene).

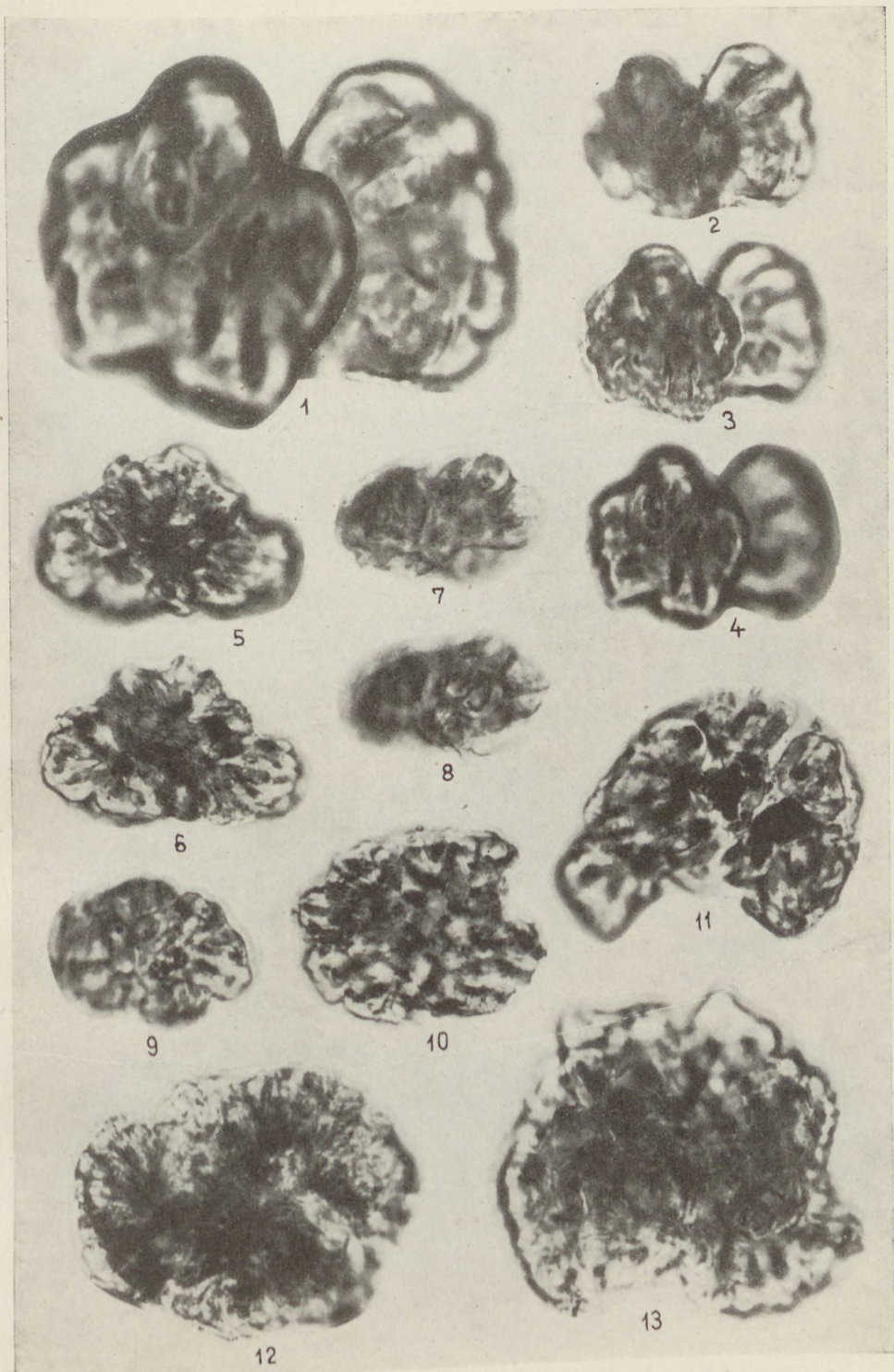


Plate II.

All figs.  $\times 1000$ .

Figs. 1-12. *Crassosphaera minor* n. sp.

Figs. 1-3. Holotype.

Figs. 4, 10, 11-12. Specimens from bore-hole Dág-14 (Lattorfian).

Figs. 5, 7-8, 9. Specimens from bore-hole Esztergom-20 (Lattorfian).

Fig. 6. Specimen from bore-hole Piliscsév-4 (Rupelian).

Figs. 13-17. *Crassosphaera manumi* n. sp.

Figs. 13-14. Specimen from bore-hole Esztergom-20 (Rupelian).

Figs. 15-17. Holotype.

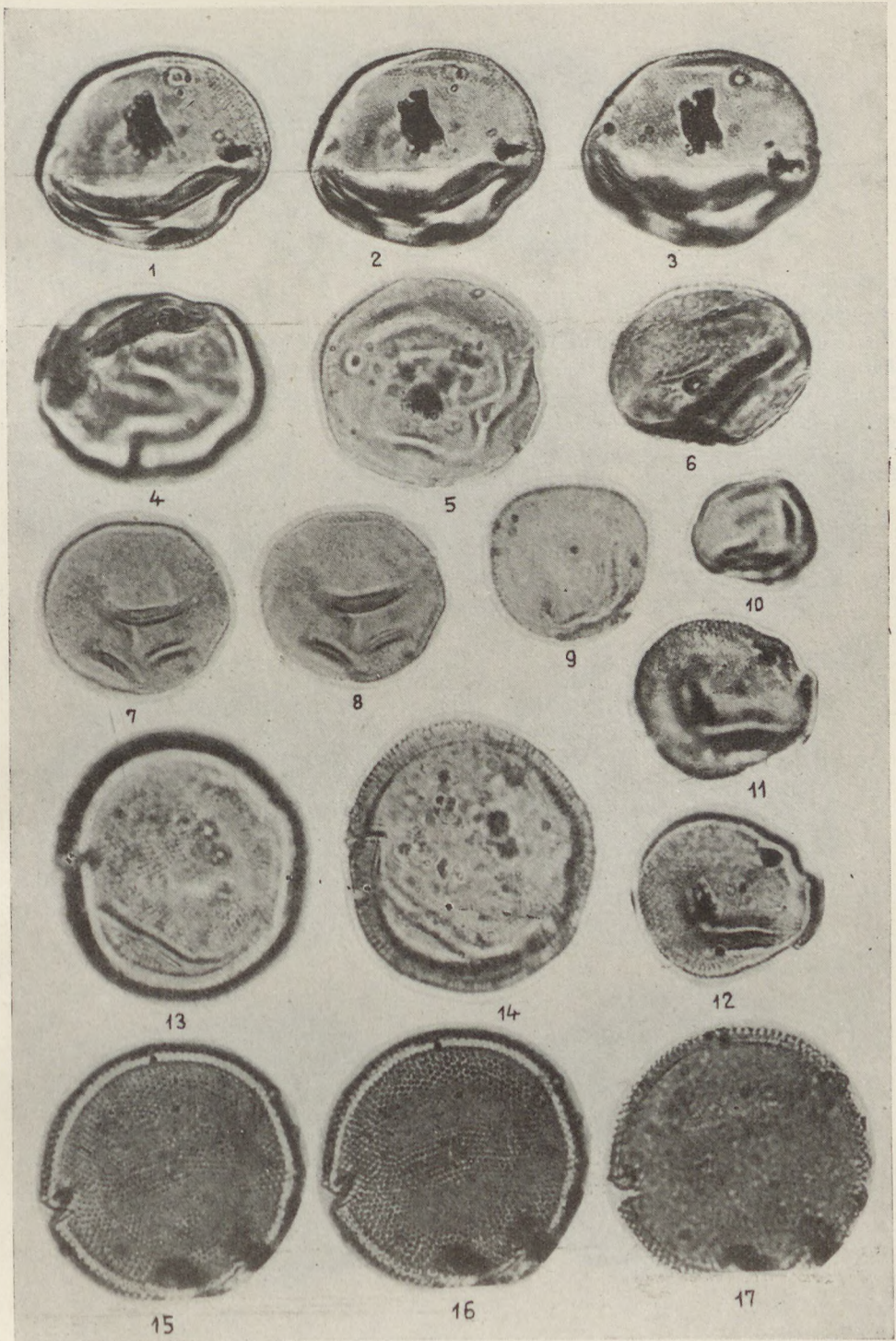


Plate III.

All figs.  $\times 1000$

Figs. 1-2. *Crassosphaera* cfr. *manumi*. Specimen from bore-hole Esztergom-20 (Lattorfian).

Figs. 3-4. *Crassosphaera manumi* n. sp. Specimen from shaft XII. (Sparnacian).

Figs. 5-6. *Crassosphaera* sp. A. Specimen from bore-hole Esztergom-20 (Rupelian).

Figs. 7-11. *Crassosphaera cooksoni* n. sp.

Fig. 7. Specimen from bore-hole Esztergom-20 (Rupelian).

Figs. 8-11. Holotype.

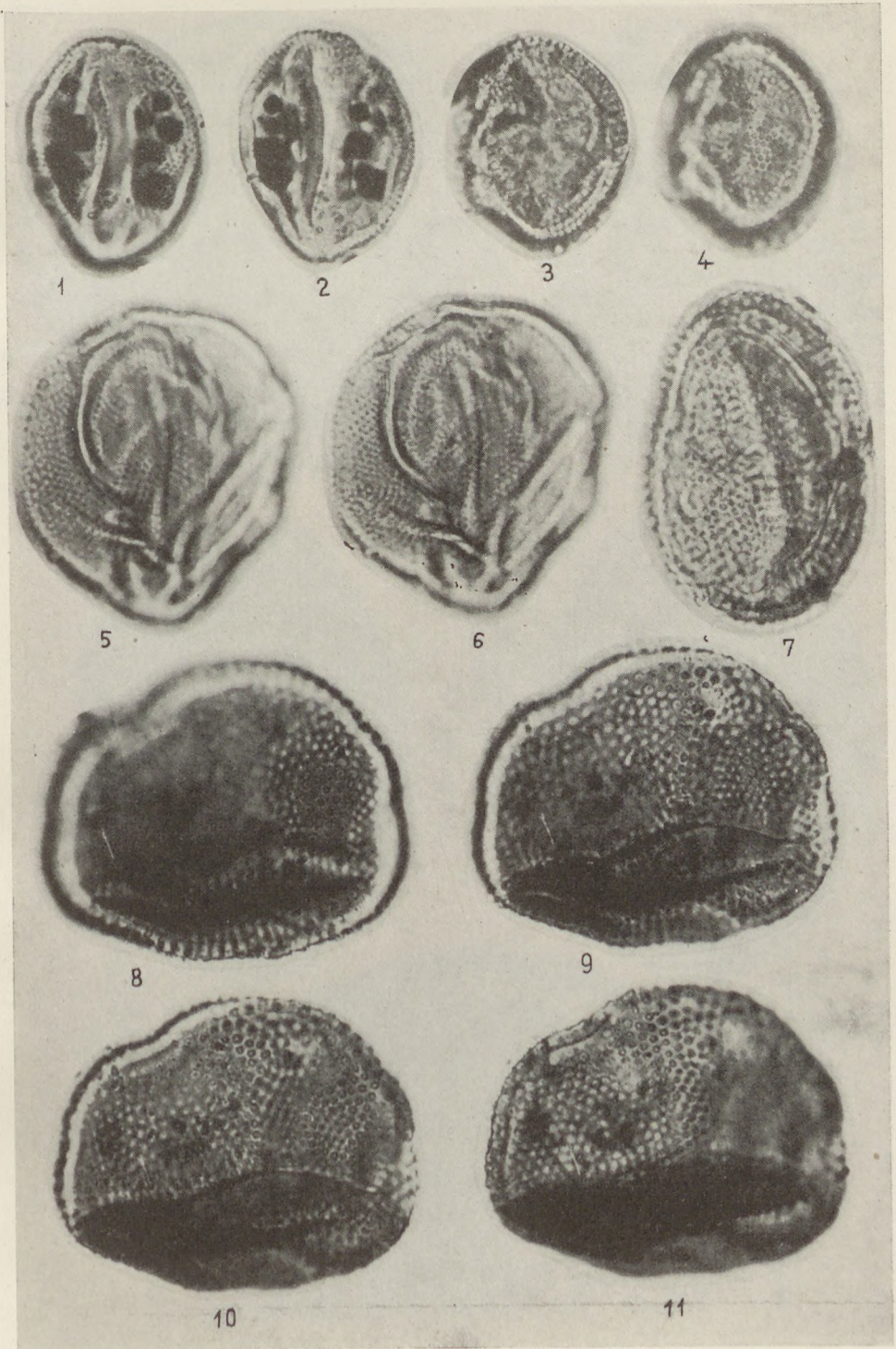




Plate IV.

All figs.  $\times 1000$

Figs. 1 and 5. *Crassosphaera concinna* Cookson & Manum 1960. Specimen from bore-hole Esztergom-20 (Rupelian).

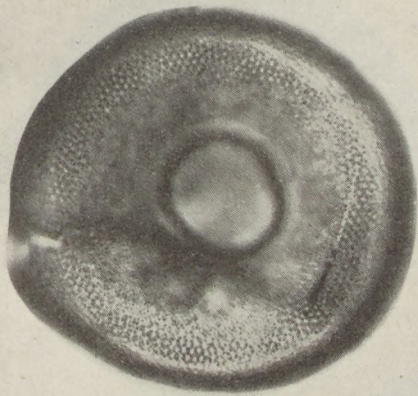
Figs. 2-4. *Crassosphaera stellulata* Cookson & Manum 1960. Within the square in fig. 4 the projection with 6 rays is visible. Specimen from bore-hole Esztergom-20 (Sparnacian).



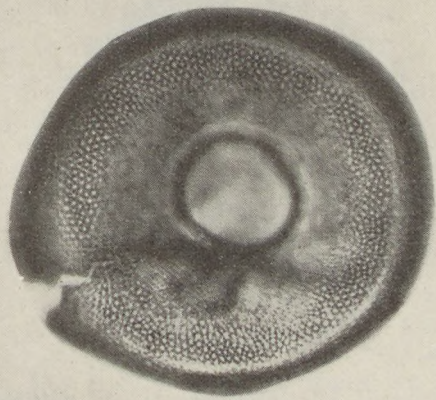
*Plate V.*

*All figs. ×1000*

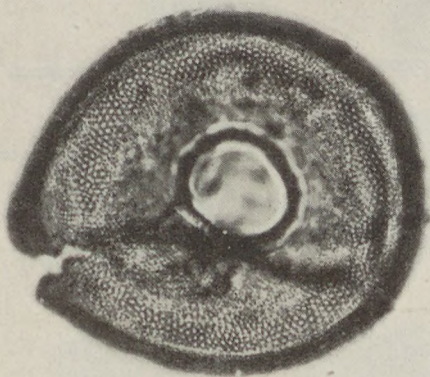
*Figs. 1 - 6. Hungarodiscus fragilis* n. gen. n. sp. Surface views of wall of the holotype on the proximal side, showing details of the wall in increasing depth.



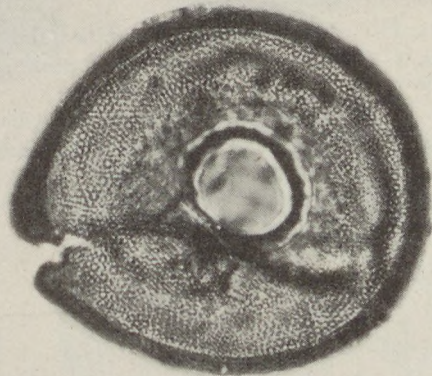
1



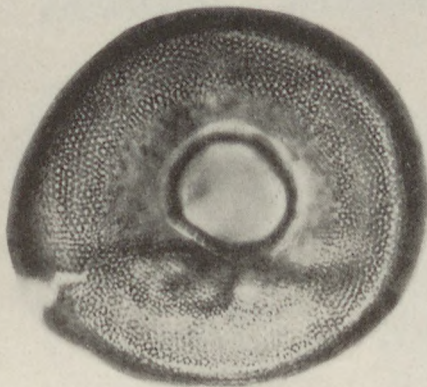
2



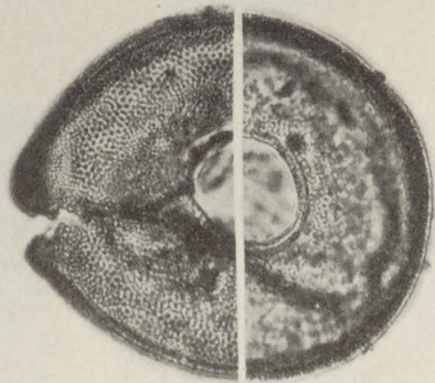
3



4



5



6

Plate VI.

Figs. 1-2, 10, 13  $\times 1000$

Figs. 3-5  $\times 1700$

Figs. 6-7, 8, 9, 12  $\times 2300$

Fig. 11.  $\times 1300$

Figs. 1-13. *Hungarodiscus fragilis* n. gen. n. sp.

Figs. 1-2. Surface views of wall of the holotype on the distal side, showing details of the wall in increasing depth.

Figs. 3-7. Idem in greater magnification.

Figs. 8-9. Photomicrographs of the distal side opposite to the pylome in the specimen from Annavölgy.

Fig. 10. Photomicrograph of the holotype made before it had broken.

Figs. 11 and 13. Photomicrographs of different magnification of the proximal side of the specimen from Annavölgy.

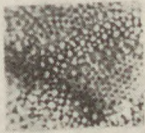
Fig. 12. Photomicrograph of the proximal side of the specimen from Annavölgy.



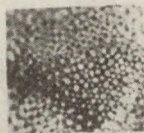
1



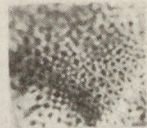
2



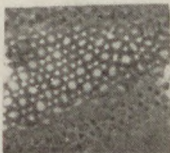
3



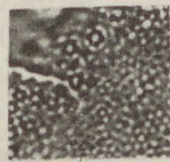
4



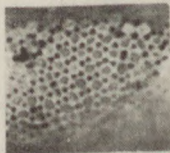
5



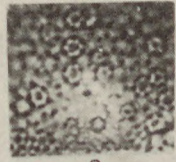
6



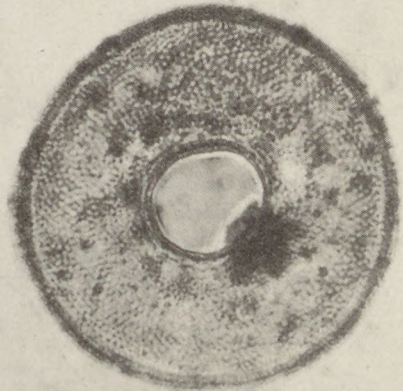
7



8



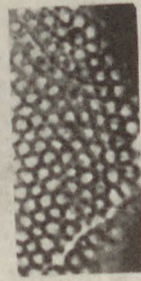
9



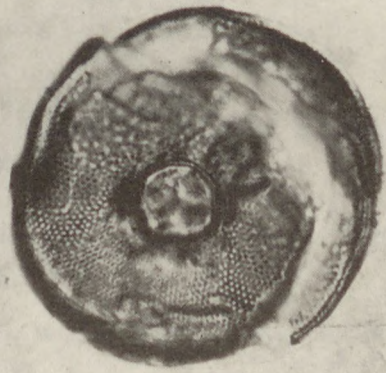
10



11



12



13



# ON A CORRECTION PROBLEM OF REFRACTION METHOD

P. MÁRTON

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest  
(Received: July 18<sup>th</sup> 1962)

## SUMMARY

It is introduced a simple graphical correction method which can be – under obvious assumptions – applied to the evaluation of broadside refraction sections.

## Introduction

Under usual assumptions of the evaluation practice of broadside refraction sections (Fig. 1), [1], the appearance of time difference between two points of the travel-time curve can be attributed to two causes:

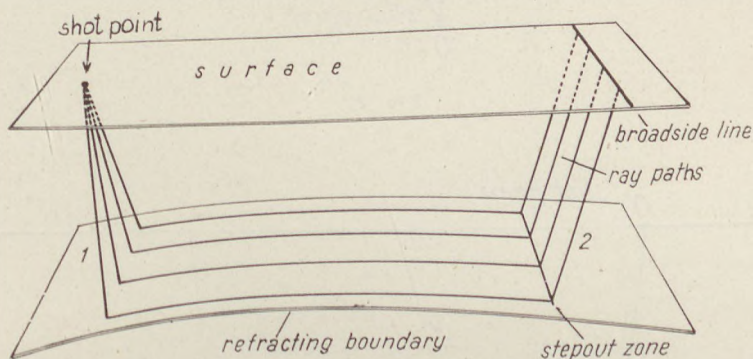


Fig. 1.

a) the points of the broadside line are located at different distances from the shotpoint. This, results in a time-difference

$$\Delta t = \frac{R}{v_H} \left\{ \sqrt{1 + \left(\frac{x}{R}\right)^2} - 1 \right\} \quad (1)$$

where  $\Delta t$  expresses the difference between the arrival times of the receivers at the base of the perpendicular drawn from the shot-point to the line of observation and of those at a distance  $x$  from the base (Fig. 2).



b) between two points of the travel-time curve the time difference

$$\Delta t = \frac{\cos i}{v} \Delta h$$

$$\left[ \sin i = \frac{v}{v_H} \right] \quad (2)$$

arises. The depth-difference of the stepout according to the above mentioned points of the travel-time curve is  $\Delta h$ . (Stepout point: the point where the recorded refracted wave leaves the refracting surface. Fig. 3).

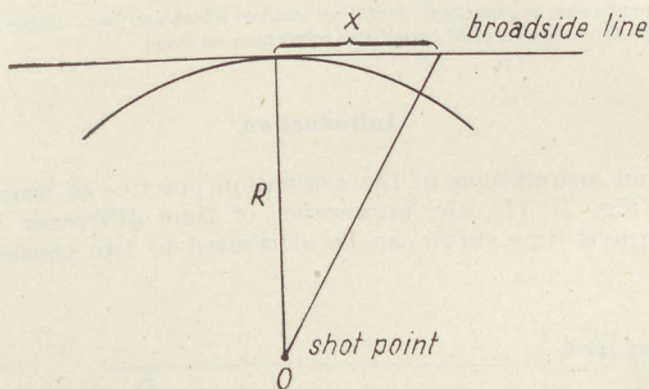


Fig. 2.

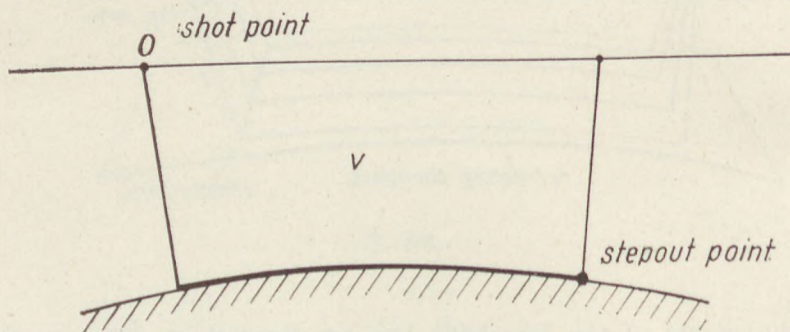


Fig. 3.

After elimination of the time differences mentioned under (1), the time differences between the points of the travel-time curve will be characteristic of the depth conditions of the refracting layer in the stepout zone of the refracted waves.

The broadside sections are usually coupled with longitudinal sections (convictional refraction profile). This means that the broadside section inter-

sects the longitudinal one. Thus the possibility of coupling is given because if we take the depth value of the investigated layer from the longitudinal profile in the point of intersection, in knowledge of the average velocity conditions the travel-time curve of the broadside line becomes suitable to the absolute depth-definition too and so the plottings can be carried out from the surface.

### Investigations

Let us suppose further that the average velocity in the complex above the refracting layer is only the function of depth;  $v=v(h)$  and this stipulation be valid for the near-surface average velocity conditions ( $v_0$ ) too.

Let us take the model seen in Fig. 4. i. e. let us suppose that the surface is cut-up and there is a complex of velocity  $v_0$  below the surface to a certain reference level. Let the velocity  $v_0$  be lower than the velocity  $v$  below the reference level and let the plane of the Figure be the plane of construction of the broadside section.

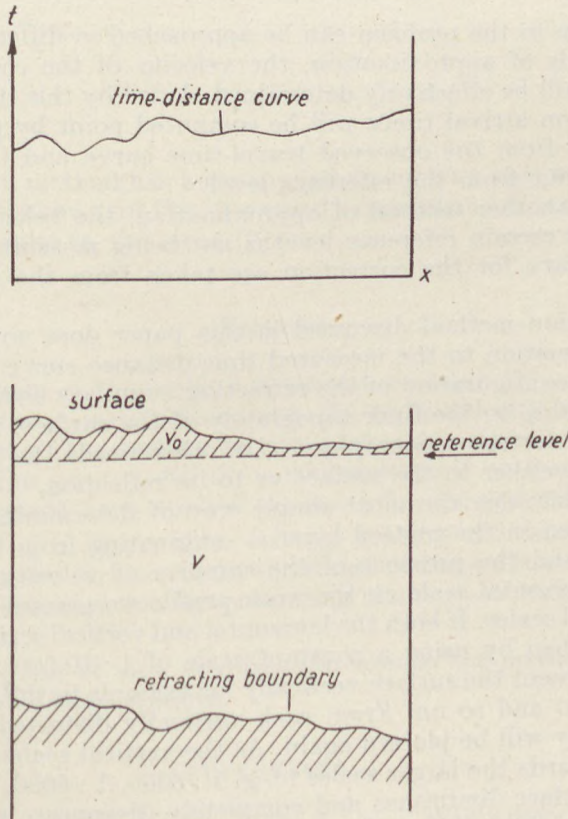


Fig. 4.

By applying to this model the procedure of evaluation the fundamental idea of which has been mentioned in the Introduction — i. e. from the travel-time curve remaining after elimination of the time differences, of equation (1) — by plotting the refracting boundary from the surface according to equation (2), the reflection of the surface will be observed in this boundary.

This phenomenon can be easily understood if we consider a level of refracting boundary, where the thickness of the low-velocity layer is relatively great. Underneath a hill the refracted wave travelling upwards remains longer in the low-velocity layer than in cases like valleys, where the layer of decreased velocity is relatively thin. This produces in case of hills, anomalously greater arrival times in comparison to places of average height and in case of valleys, likewise anomalously, small arrival times. While computing the corresponding depth values relating to the refracting level from the travel-time curves greater values below hills and smaller ones below valleys are obtained in comparison to the actual depth values, i.e. the surface topography is reflected by the refracting level.

### Method of correction

The solution to the problem can be approached in different ways. In one of these methods of approximation, the velocity of the complex above the reference level will be effectively determined. Aided by this the effect of complex in question on arrival times will be computed point by point. This effect will be deduced from the observed travel-time curve and the plotting itself will be carried out from the reference level.

In case of another method of approximation, the velocity of a complex of strata over a certain reference level is not being measured effectively but the data necessary for the correction are taken from the measured travel-time curves.

The correction method discussed in this paper does not necessitate any additional information to the measured time-distance curve. Its fundamental idea is that the configuration of the refracting boundary should not show any kind of relationship to the finer topography of the surface, i. e. to the quick variation of the surface topography. — In other words the plotted layer can bear no relation either to the surface or to its reflection.

Applying this idea the most simple way of determining the amount of distortion — seen in the plotted layer — originating from the configuration of the surface and the presence of the complex of velocity  $v_0$  is as follows. Keeping the horizontal scale on the work profile we present the surface with different vertical scales. If both the horizontal and vertical scales were 1 : 10,000 to start with, then by using a constant scale of 1 : 10,000 in the horizontal direction, we present the surface vertically for example in the scales of 1 : 2000, 1 : 4000, 1 : 6000 and so on. From each vertically distorted surface the refracting boundary will be plotted again. As the vertical scales get farther from the original towards the larger scales (e. g. 1 : 8000, 1 : 6000, etc.) the resemblance to the surface diminishes and completely disappears at a certain scale (on the profile shown, this has been 1 : 4000) (Fig. 5). By further reduction of the scale (e. g. 1 : 2000, 1 : 1000. . .) the picture of surface gets more and

more distinct in the refracting boundary. Comparing the received boundaries we consider that one as right in the shape of which there appears to be no connection with the finer topography.

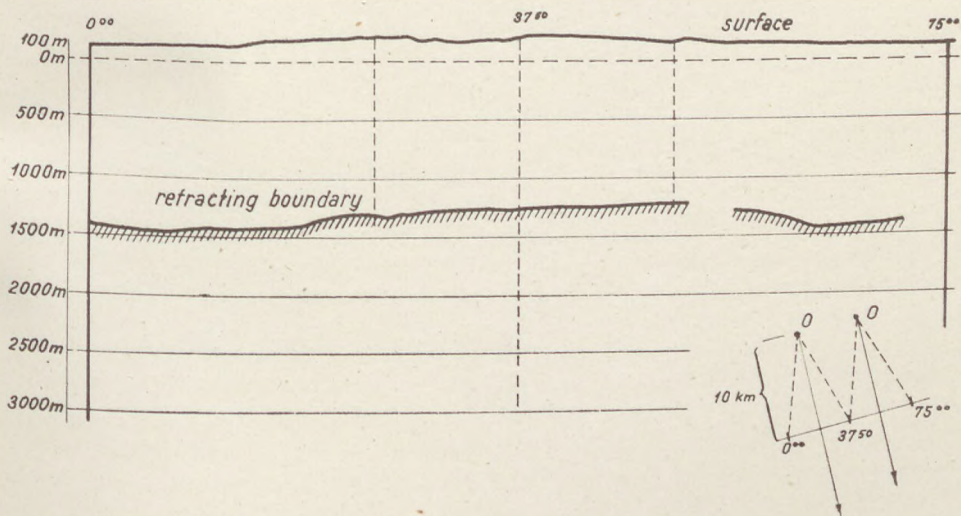


Fig. 5.

This correction method has been applied on such an area where the conditions of the model-shown in Fig. 3 seemed to be realized. The method yielded uniformly good results in this area [2].

### Remarks

1. With the help of the method described we reach by seeking the most suitable scale, without even determining the right velocity value  $v_0$  — although by variation of the surface vertical scale we carry out a manipulation directed towards this goal — still the same results as if we would have known the right  $v_0$  and would have applied the same for the purpose of correction.
2. If velocity  $v_0$  is higher than velocity  $v$  below the reference level, the layer plotted from the surface shows the shape of the surface. The errors can be eliminated in this case too by presenting the surface with corresponding scales.
3. From the point of view of refraction seismic the method is applicable only in case of broadside sections.

### REFERENCES

1. Гамбурцев, Г. А.: Корреляционный метод преломленных волн. Изд. АН СССР, Москва, 1952.
2. Márton P.: Report No. 64 of the Seismic Company, Budapest 1961 (Manuscript).



# STRATIGRAPHISCHE UND FAZIESPROBLEME DER OBERTRIADISCHEN BILDUNGEN DES UNGARISCHEN MITTELGEBIRGES

J. O R A V E C Z

Geologisches Institut, Eötvös Universität, Budapest

(Eingegangen den 15 September, 1962)

## ZUSAMMENFASSUNG

Die aus den einzelnen Profilen und Fundstellen des Ungarischen Mittelgebirges gesammelten Fossilien ermöglichten eine genauere Gliederung der obertriadischen Ablagerungen so wie auch die Berichtigung des Alters einzelner Bildungen. Durch den Vergleich der vollständiger gewordenen Schichtreihen konnten Folgerungen betreffs der Gebietsveränderungen der obertriadischen Fazies im Ungarischen Mittelgebirge abgeleitet werden.

Aus dem in der Streichrichtung gezeichneten Faziesprofil, das unter Benutzung von stratigraphischen Daten ergänzt wurde, kann sowohl auf die Sedimentbildungsverhältnisse, wie auch auf ihre in der Orts- und Zeitkoordinate beobachteten Veränderungen gefolgert werden.

Über die ungarischen mesozoischen Bildungen wurden in der jüngsten Vergangenheit zahlreiche neue Daten und zusammenfassende Arbeiten veröffentlicht. Ausser den Arbeiten, die sich mit einer grösseren Einheit des Mesozoikums befassten und als abgeschlossene Untersuchungen eines Gebietes oder Zeitabschnittes zu betrachten sind, erschienen auch kürzere Abhandlungen über die Triasbildungen des Ungarischen Mittelgebirges [12, 14, 15, 16, 17]. Diese Arbeiten über die Trias des Bakony-, Vértes- und Pilisgebirges legten teils die stratigraphische Lage einzelner Bildungen klar, teils wurde anhand ihrer paläontologischen und stratigraphischen Daten die ausführlichere Gliederung des Sedimentkomplexes ermöglicht.

Die auf diese Weise vollständiger gewordenen Schichtreihen gaben die Möglichkeit zum Vergleich und zur Verfolgung der gleichaltrigen Bildungen im Streichen des Ungarischen Mittelgebirges. Die obertriadischen Schichtreihen der einzelnen Berge und Gebirge wurden mit den neueren Daten ergänzt und nach ihrer territorialen Lage nebeneinander gestellt.

Laut der Zusammenstellung gibt es Schichtkomplexe, die durch grosse Entfernungen vorhanden sind und in allen Teilen im selben Niveau vorkommen; ferner gibt es Komplexe, die in den einzelnen Gebieten sehr unterschiedliche Gesteinsbildungen und Fossilien aufweisen und deren Veränderungen in der Streichrichtung selbst auf kurze Strecken innerhalb eines Gebirges zu beobachten sind.

Diese neueren Resultate trugen dazu bei, dass unsere bisherigen Vorstellungen, die wir von den Triasbildungen des Mittelgebirges hatten, vollkommener und einheitlicher wurden, gleichzeitig kamen jedoch auch weitere Probleme ans Tageslicht, die der Lösung harften. Im folgenden wollen wir die räumlichen Faziesveränderungen den einzelnen Stufen nach besprechen u. zw. entlang der Streichlinie des Mittelgebirges von dem von hier bekannten zentralen Teil angefangen, in Richtung NO bzw. SW.

Auf dem Gebiet unseres Mittelgebirges sind uns die nördlichsten ladinischen Bildungen im Budaer Gebirge als diploporenführender Dolomit bekannt.

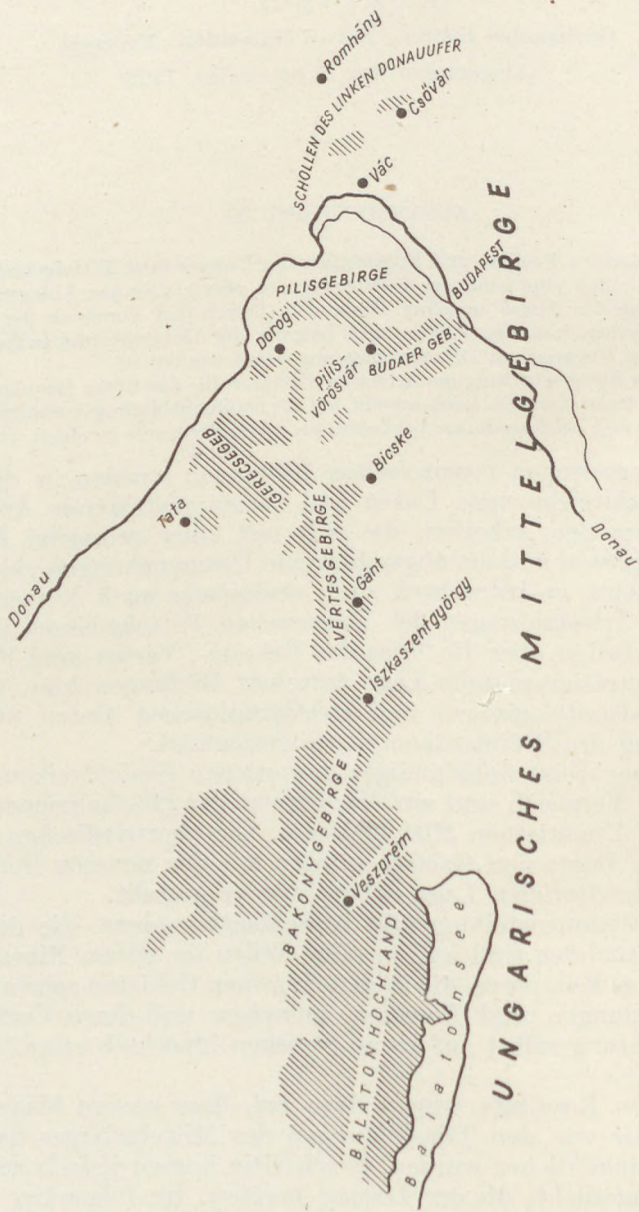


Abb. 1. Topographische Skizze der mesozoischen Bildungen des Ungarischen Mittelgebirges.

Der Algendolomit ist im Süden des Gerece-Gebirges in kleinen Mengen an der Oberfläche zu finden: hierdurch wird der Zusammenhang zwischen den Bildungen gleicher Entwicklung auf grossen Gebieten des Budaer-Gebirges und des Vértes-Gebirges erklärt [17]. Dieser als einheitlich zu betrachtende Gebirgszug wird in Richtung SW von dem Mórer-Graben, der die Vértes- und Bakony-Gebirge morphologisch voneinander trennt unterbrochen, laut Zeugnis der Tiefbohrungen setzt sich aber die Sedimentbildung im Untergrund der Grabensenke fort und kommt auf grossem Gebiet im NO des Bakony wieder zum Vorschein. Laut unseren bisherigen Kenntnissen ist die ladinische Dolomitserie des nordöstlichen Teiles im Mittelgebirge in vollem Profil nur hier zu prüfen.

In den übrigen Gebieten befinden sich nur die Deckformationen an der Oberfläche, hier ist jedoch auch die Prüfung des unteren Teiles, der über die stark reduzierten Schichten des den anisichen Dolomit übergelagerten Muschelkalksteines liegt, leicht vorzunehmen (Iszkaszentgyörgy) [16].

Südwestlich von hier, auf dem Gebiete des eigentlichen Bakony bzw. Balatonhochlandes wird die Dolomitentwicklung nordalpinen Charakters durch die kalkig-mergelige Schichtreihe mit zwischengelagertem, lockerem, vulkanischem Material südalpinen Charakters abgelöst. Die beiden Schichtreihen von verschiedener Ausbildung, jedoch gleichen Alters liegen in einem Streichen einander nahe. Ausser der abweichenden Gesteinsausbildung ist jedoch auch ihre Mächtigkeit verschieden. Die auf einen engen Raum beschränkte Übergangsschichtreihe ist noch nicht geklärt, ihr Nachweis und ihre territoriale Ausdehnung bildet die Aufgabe weiterer Untersuchungen. Die Dolomitentwicklung wird, wie es anzunehmen ist, mit allmählich eingeschalteten Schichten durch die von L. L ó c z y s e n. [5] und D. L a c z k ó [2] erwähnte weisse Kalksteinfazies ersetzt und mit den kalkig-mergeligen Schichten verbunden. Der in Richtung nach Osten zu mächtiger werdende weisse Kalkstein, wodurch die Verdoppelung der ladinischen Stufenmächtigkeit am Balatonhochland hervorgerufen wird, stellt auch vom Gesichtspunkte der Schichtmächtigkeit (im Profil 1300 m) einen Übergang dar. Die Dolomitisierung der anisichen, ladinischen und karnischen Stufen lässt sich in NO-licher Richtung auch in den Profilen verfolgen. Der anisische Megyehegyer Dolomit wird nach NO mächtiger, der Muschelkalk dagegen dünner. Am Iszakaberg ist der Muschelkalk nur noch in einigen m Mächtigkeit als kalkiger, kieselig Dolomit entwickelt. Auch der karnische Füederer Kalkstein wird hier durch einen kalkigen Dolomit ersetzt und der oberkarnische Horizont geht in den einheitlichen Hauptdolomit über.

Ein Vergleich der Angaben über den Diploporendolomit der Ladinstufe und die kalkig-mergeligen Bildungen mit unseren eigenen Beobachtungen ergibt folgende Vorstellungen:

Die Bildungen des Ladins entstanden auf beiden Gebieten im seichten, offenen Meere. Die etwa zehnfache Schichtstärke der Dolomitfazies können wir als Resultat der Lebensfunktion der Kalkalgen betrachten, die in einer gesteinsbildenden Menge vorzufinden sind. Die biologische kalkausscheidende Tätigkeit der den seichten Meeresboden bedeckenden Algendickichte produzierte unvergleichlich mehr Sedimentmaterial, als die durch dünnschalige Muscheln gekennzeichnete chemische Ausscheidung der Balatongegend.



Die Dasycladaceen zeigen genau die Tiefe des einstigen Meeresbodens an. Da der Dolomitkomplex der Ladinstufe in seiner vollen Mächtigkeit Kalkalgen enthält, konnte sich der Gesteinskomplex von fast 1000 Meter nur in einem der Sedimentbildung schritthaltenden und verhältnismässig auf gleiche Weise sinkenden Becken in ununterbrochener Folge ausbilden.

Der allgemeinen Verbreitung der Algenvegetation im Ostgebiet steht deren mangelhaftes Vorkommen in Richtung nach dem Westen zu entgegen; die Ursache dafür ist mit dem Vorhandensein des vulkanischen Schuttetes zu erklären, der den östlichen Teil nicht mehr erreichte. Die beträchtliche Menge des ausgestreuten Tuffes wirkte hindernd auf die Lebensfunktionen der Algen, und sein im Wasser sich lösender Alkaliengehalt beeinflusste ungünstig die pH- und Redox-Verhältnisse des Meerwassers. Deshalb kam es hier nur zur Ablagerung eines dünneren Kalksediments.

Das durch kieselige Kalksteine und mergeliges Sediment gekennzeichnete Beckengebiet der Balatongegend sank, einheitlich mit dem Vorherigen, in gleichem Masse. Wir haben keinen Grund zur Annahme, dass der Beckenuntergrund des Balatonhochlandes sich abgesondert, strukturell anders verhalten hätte. Auf der Ostseite entstand durch die Algentätigkeit ein reichliches Sediment, das das Becken mit dem Sinken parallel auffüllte und hierdurch die Bedingungen des für die Algenzucht erforderlichen seichten Wassers stabilisierte; hingegen fiel in westlicher Richtung von hier das allmähliche Sinken des geringen, vorwiegend durch chemische Ausscheidung entstandenen Sediments aus, wodurch eine relative Vertiefung des Ablagerungsbeckens erfolgte.

Auf diese grössere Tiefe weisen die aus der Ladinstufe der Balatongegend stammenden organischen Überreste hin: Aus der Anwesenheit der Ammoniten und der dünnchaligen Daonellen können wir – im Gegensatz zum ausdrücklich seichten Charakter des östlichen Teiles – auf ein tieferes Wasser folgern, das jedoch die bathyale Tiefe nicht erreichte.

Die Bildungen der Karnstufe zeigen eine noch grössere Veränderlichkeit der Fazies. Auf dem Gebiet des Balatonhochlandes und des Bakony-Gebirges, wo uns die vollständige Schichtfolge der Trias bekannt ist, kennen wir die abwechslungsreiche Ausbildung des Karns, sowie die einander vertretenden Fazies aus den Arbeiten von D. L a c z k ó und L. L ó c z y. D. L a c z k ó hat in seiner ausführlichen Studie über die Veszprémer Gegend [2] zwei heteropische Fazies der karnischen Schichten unterschieden: die mergelig-kalkige Fazies, die sich im südlichen und westlichen Teile des Gebietes entwickelte und die Dolomit-Fazies, die für die Gebiete im Norden und Osten charakteristisch ist. D. L a c z k ó hob die intermediäre Lage von Veszprém hervor, wobei die zwei vorherrschenden Fazies zu einer Übergangsfazies verschmelzen.

Wir haben versucht, die Entwicklungsveränderungen der Bildungen der Karner Stufe vom genau bekannten Bakony-Gebirge angefangen, über die Schichtfolge der angegliederten Gebirge bis zur letzten Scholle des linken Donaufers zu verfolgen.

Der Karner Komplex des östlichen Teiles des Bakonygebirges (Iszka-szentgyörgy) schliesst sich kontinuierlich der von D. L a c z k ó festgestellten Dolomitfazies an. Die Sedimentbildung der Karnstufe fängt mit einem Dolomit an, der kleine Megalodonten enthält. Die Raibler Fazies besteht aus einem mergelig-kalkigen Brachiopoden-Dolomit. Dieser wird von einer Dolo-

mitschicht überlagert, die eine Megalodonten-Fauna enthält und deren Übergang zum norischen Dolomit allmählich vor sich geht. Seine Fortsetzung können wir am südlichen Teile des Vértesgebirges studieren. Hier ist der Raibler Horizont reicher gegliedert und wird von übereinander gelagerten Schichten von kieseligem Dolomit, mergeligem Dolomit, bituminösem Kalkstein und Dolomitmergel vertreten. Im Osten, im Vértesgebirge wird das kalkige Glied der Raibler Schichten wieder von mergelig-kalkigem Dolomit ersetzt, der uns bereits aus dem östlichen Bakony bekannt ist [16].

Die Karner Schichten des Gerecsegebirges sind, nach den Ausbissen zu folgern, von dolomitischer Ausbildung [8, 14, 17].

Die Bildungen der Karner Stufe können dann im Budaer Gebirge weiter verfolgt werden. Die im Jahre 1960 vorgenommene Tiefbohrung zwecks Steinkohlenschürfung durchquerte unter den terrestrischen Oligozänschichten einen dicken, ostrakodenführenden Dolomitmergel und einen bituminösen Kalkstein mit Aviculen und blieb im feuersteinführenden Posidonienkalkstein stehen. Die durchbohrte Schichtreihe, deren Untersuchung von der Várpalotaer Geologischen Bohrgesellschaft besorgt wurde, soll u. A. dem Karn zugerechnet werden. Die durch die Bohrung aufgeschlossene, etwa 120 m mächtige Triasschichtfolge wird durch einen an der Oberfläche auftretenden Dolomit mit mergeligen Tonzwischenlagerungen ergänzt. Er führt spärliche, jedoch charakteristische organische Überreste: *Schafhäutlia melvingi* H a u., *Gervilleia ensis* Bittn. Die aus dem darübergelagerten, pulverigen Dolomitkomplex gesammelte Fossilien *Cornucardia hornigi* Bittn., und *Megalodus cf. carinthiacus* H a u. beweisen, dass die früher zum norischen Dolomit gerechneten Schichten noch ins Karn gehören und deren gleichaltriges Niveau mit den Torer Schichten vertreten sind.

Die Karner Schichten des Budaer-Gebirges sind — mit Ausnahme des hornsteinführenden Kalksteins am Mátyás-Berg — in einer Dolomitfazies ausgebildet. Der hornsteinführende Kalkstein wird in der neueren Literatur mit dem Füreder Kalkstein parallelisiert und ins Ladin gestellt [9, 10]. Unserer Meinung nach sind jedoch die Untersuchungen von D. L a c z k ó von beweisender Kraft: er hat nach Bearbeitung und Neusammlung zahlreicher Profile nachgewiesen, dass die Ladinier Ammoniten nicht aus dem Füreder Kalkstein, sondern aus den oberen, weissen, wenig Hornstein führenden Schichten des Tridentinus-Kalksteins, die dem Füreder Kalkstein ähnlich ist, gesammelt wurden. Der eigentliche Füreder Kalkstein wird durch den „Sólyer“ Mergel, der Elemente der Karner Fauna enthält und zur Lobites ellipticus-Zone gehört, vom Tridentinus-Kalkstein getrennt. Der dem „Sólyer“ Mergel überlagerte Füreder Kalkstein ist also schon in die aonoides Zone der Karner Stufe einzureihen. Demzufolge scheint es uns nicht angebracht zu sein den Füreder Kalkstein als eine ladinische Bildung mit dem hornsteinführenden Kalkstein des Mátyás-Berges zu vergleichen. Als ein dem Mátyás-Berger hornsteinführenden Kalkstein entsprechendes und ihm am nächsten stehendes Schichtglied betrachten wir den Raibler hornsteinführenden Dolomit- und Kalksteinkomplex im S-Teil des Vértesgebirges, wie das bereits von Z. S c h r é t e r [1] betont wurde.

Dieser kieselige Dolomit und Kalkstein ist nicht horizontbeständig, sie keilen sich selbst im Vértesgebirge aus und übergeben ihren Platz dem hornsteinfreien mergeligen Dolomit.

Anderswo wird dieser Komplex bedeutend dicker. Wegen seiner veränderlichen Ausbildung und der ungünstigen Aufschlussverhältnisse ist er in der Richtung nach dem Budaer Gebirge zu nicht kontinuierlich zu verfolgen. In dasselbe Niveau wird der Posidonien-Kalkstein mit Hornsteinlinsen der Pilisvörösvärer Tiefbohrung gestellt. In seinem Liegenden vermuten wir das Vorhandensein des Diploporendolomits. Die Bohrung liegt im Streichen des hornsteinhaltigen Kalksteinzuges des Mátyásberges und des Hármashatárberges.

Die Karner Schichten des Pilisgebirges sind durch kontinuierliche Schichtreihen von weissem Dolomit, von bituminösem Dolomit und bituminösem Kalkstein mit Aviculen vertreten. Im Gegensatz zu den bisher behandelten Karner Bildungen, finden wir hier im oberen Teil des Karns eine reine Kalksteinfazies vor.

Unserem Profil können wir auch den Raibler Kalkstein mit mergeligen Zwischenlagerungen, sowie den hornsteinführenden Kalkstein der Triasschollen am linken Donauufer anknüpfen [3].

Neuerdings konnten wir aus einem Horizont des Dachsteinkalksteins Brachiopoden, Muscheln, ferner Echinodermenreste und einen Krebsrest sammeln [18]. Diese Fauna ist im norischen Dachsteinkalkstein nicht bekannt, ihre meisten Formen befinden sich im oberen Horizont der Karnstufe. Die gesammelten Formen wie *Amphyclina ammonica* Bittn., *A. squamosa* Bittn. und *Rhynchonella arpadica* Bittn. sind aus dem durch *Ostrea montis-caprili* und *Cornucardia hornigi* charakterisierten Horizont der Karner oberen Mergelgruppe im Balatonhochland bekannt, sowie aus dem Sándorberger Kalkstein. Die Form der Torer Schichten, *Mysidioptera incurvistrata* ist der von hier stammenden Muschel, *Mysidioptera inaequicostata* sehr nahestehend. Der Raibler bituminöser Kalkstein geht allmählich in den helleren und weissen Dachsteinkalkstein über. Unseres Erachtens werden die Raibler bituminösen Schichten mit einer Sedimentkontinuität von den die oberkarner Fauna enthaltenden Dachsteinkalksteinschichten überlagert. Die höheren Schichten des Dachsteinkalksteins werden durch Grossoolith-Schichten charakterisiert und gehören auf Grund der Analogien des Budaer Gebirges ins Nor [6, 7, 13].

Diese Schichtfolge ist mit der Karner Schichtfolge des Pilisberges zu vergleichen, wo sich die jüngeren Kalksteinschichten ebenfalls aus dem Dolomit herausgebildet haben. Als Abweichung ist der frühere Beginn der Kalksteinbildung zu betrachten, auf deren allgemeinem Charakter wir bei der Besprechung der norischen Bildungen noch zurückkommen werden.

Wie wir gesehen haben, ist die Schichtenfolge der Karnstufe sehr veränderlich. Die häufige Veränderung der Ausbildungen wird durch den seichten Charakter des Triasmeeres verursacht, ihre räumliche Variabilität ist auf die abwechslungsreiche Morphologie des Meeresbodens und auf die Wirkung von eventuellen epirogenen Bewegungen zurückzuführen. All diese Eigenschaften weisen darauf hin, dass die Verschiedenheit der Schichtreihen unseres Mittelgebirges kein strukturelles, sekundäres Nebeneinander bedeutet: sie widerspiegelt vielmehr die im einheitlichen Sedimentationsbecken herausgebildeten lokalen Umstände, sodass die Schichtserien als heteropische Ausbildungen zu betrachten sind.

Die Faziesveränderlichkeit der Norstufe des Mittelgebirges ist uns seit langer Zeit bekannt [4, 8, 13]. Der norische Dolomit des Bakonygebirges

wird bereits im Vértesgebirge teilweise durch Kalkstein vertreten. Im Gerecse-Gebirge kann nur ein kleiner Teil des Dolomitkomplexes als norisch betrachtet werden. Die Ausbildung der Gesamtheit des im Budaer Gebirge vorhandenen Dachsteinkalksteins geschah in der Norstufe. Der noch frühere Beginn der Kalksteinbildung in östlicher Richtung wird durch die oberkarnischen Schichten mit Aviculen des Pilisgebirges bewiesen. Am linken Ufer der Donau, am östlichsten Punkt unseres Mittelgebirges erstreckt sich die untere Grenze des Kalksteins bis in den tieferen Horizont der Karnstufe.

Die Festsetzung der norisch-rhätischen Grenze stösst in den nordöstlichen Teilen des Mittelgebirges infolge der kontinuierlichen, homogenen Gesteinsbildung auf Schwierigkeiten. Auf Grund der Gesteinsbildung sind einzelne Schichten voneinander nicht zu trennen, Fossilien sind dagegen im Kalksteinkomplex selten und schwer zu sammeln. Die auch in der Gesteinsbildung von den Norer Bildungen abweichenden, sicher zur Rhätstufe gehörenden Schichten sind uns im Bakony bekannt. Die von neuem vorgenommenen Untersuchungen in der Gegend von Szentgál durch S. V é g h, sowie die von ihm bearbeiteten Bohrdaten bereinigten die Fragen des dortigen Rhäts [15]. Hier wird die ganze Norstufe durch die Dolomitausbildung ausgefüllt. Die Kössener Mergelschichten entstanden aus den Dolomitschichten durch eine allmähliche Anreicherung des pelitischen Materials, ihr kalkiger Teil enthält eine gut erkennbare Kössener Muschelfauna. Über die Kössener Schichten ist Dachsteinkalkstein gelagert, dessen Fossilien nur in ungenügender Masse bekannt sind, sodass sie mit der Kalksteinfrauna anderer Orte keinen Vergleich ermöglichen. Die charakteristische Kössener Ausbildung des Bakonygebirges ist auf einen engen Raum beschränkt; sie wurde ausser den Aufschlüssen an der Oberfläche auch durch die im westlichen Bakonygebirge, in der Umgebung von Sümeg und in den Zalaer Erdölgegenden vorgenommenen Tiefbohrungen bekannt. Diese charakteristische mergelige Ausbildung wird in nordöstlicher Richtung immer dünner und hört höchstwahrscheinlich schon an der Ostseite des Bakonygebirges auf. Die Grenze des Dolomits und Dachsteinkalksteins, die im Bakonygebirge mit der Grenze zwischen der Nor- und Rhätstufe zusammenfällt, verschiebt sich in den nordöstlichen Teilen des Mittelgebirges infolge des früheren Beginns der Kalksteinbildung nach unten in die Norstufe, im Gebiete des Pilisgebirges und der Schollen am linken Donauufer sogar in die Karnstufe.

In unserem in der Streichrichtung konstruierten Faziesprofil haben wir auf Grund der bekannten Daten die obere Grenze der Trias-Bildungen eingezeichnet.

Im Bakonygebirge sind die Schichten des Jura ohne scharfe Grenze, in kontinuierlicher Schichtenfolge auf die Triasbildung gelagert. Im östlichen Bakony jedoch hat J. K o n d a schon durch Bewegungen hervorgerufene Unterbrechungen der Ablagerung von kurzer Zeitdauer nachgewiesen. Auf eine bedeutendere Festlandsperiode weist im nördlichen Vorraum des Vértesgebirges das Fehlen des untersten Lias-Horizonts hin. Im Gerecse-Gebirge überlagern Juraschichten verschiedener Zonen den Dachsteinkalkstein norischen bzw. rhätischen Alters. Im nördlichen Teil des Gerecse-Gebirges auf dem Tataer Schollen und im Pilis wird die Hebung des triadischen Sedimentationsbeckens in der Rhätstufe durch eine Sedimentlücke, die stattgefundenen kleineren Bewegungen durch Lithoklasen und die Abtragung des triadi-

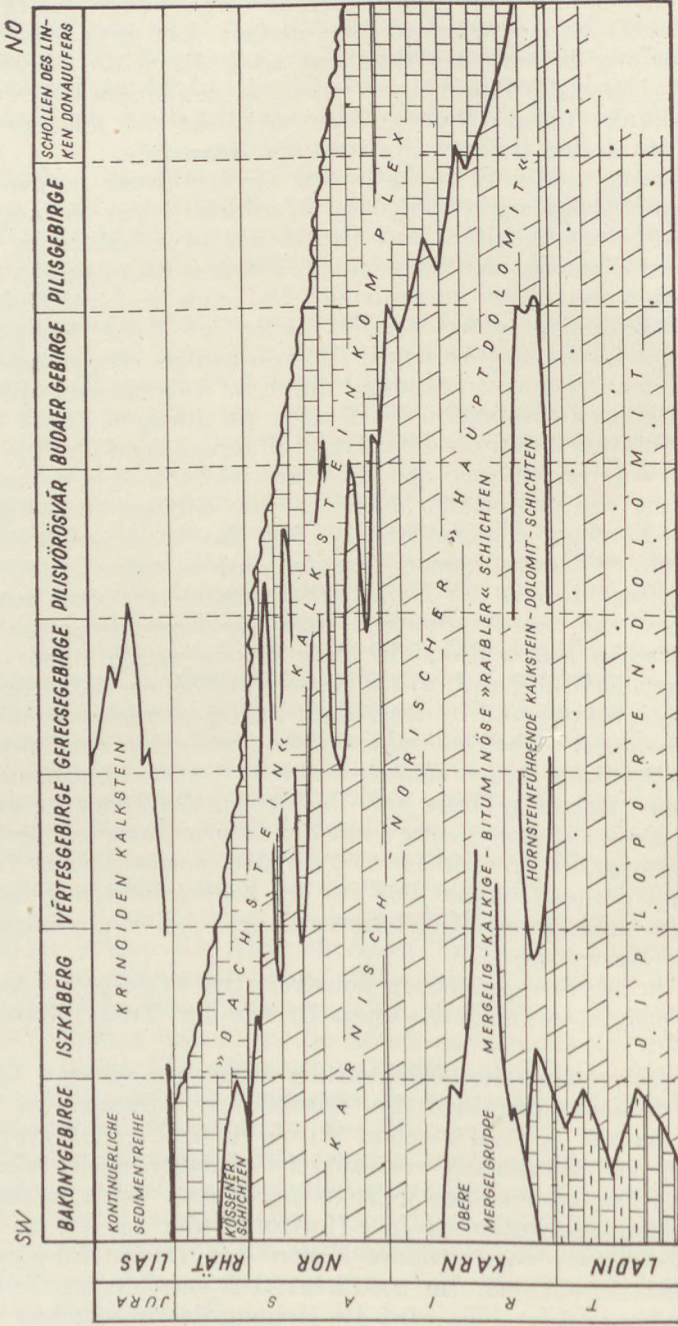


Abb. 2. Skizze der Faziesänderungen in Streichrichtung der obertriadischen Bildungen des Ungarischen Mittelgebirges.

schen Kalksteins durch die Abrasionsfläche des Dachsteinkalksteins veranschaulicht. Das vollständige Fehlen der jüngeren mesozoischen Sedimente im Budaer Gebirge ist ein Beweis für die lange Dauer der festländischen Abtragungsperiode.

Aber auch das nachtriadische morphologische Bild der flachen Karstoberfläche, die kaum über die Meeresfläche ragen durfte, lässt darauf folgen, dass nur ein kleiner Teil der Triassedimente durch Lösung der karbonatischen Bildungen der langsamen Abtragung zum Opfer fiel.

Das Fehlen der Sedimente des Rhäts im Budaer Gebirge weist gleichzeitig auch auf das Aufhören der Sedimentbildung am Ende der Norstufe hin. Das in NO-licher Richtung immer frühere Aufhören der obertriadischen Sedimentbildung ist eine derart charakteristische Erscheinung, woraus anzunehmen ist, dass die Ablagerung des Dachsteinkalksteins in der Gegend von Vác – Csóvár – Romhány bereits im Nor aufgehört hat.

Die Profile bezeugen, dass in den Gebieten, wo die triadische Sedimentbildung früher aufhört eine frühere Einsetzung der Kalksteinbildung erfolgte. In unserem Faziesprofil entlang des Streichens weist der parallele Ablauf der oberen Grenze der Triasprofile und die des Dolomits und Kalksteins auf diesen Umstand hin. Diese beiden zusammenhängenden Erscheinungen beleuchten gleichzeitig die Entstehungsverhältnisse und die Bildungstiefe des Dolomits und des Dachsteinkalksteins. Der Dachsteinkalkstein ist eine charakteristische Seichtmeerbildung der Hebungsperiode am Ende der Trias. Der Vorgang der Kalkausscheidung, ferner die Oolith-Schichten des Dachsteinkalksteins, sowie die in der Richtung zum oberen Teil der Bildungen wachsenden Riesenmuscheln und Kalkalgen sind eigentliche Kennzeichen des warmen Meeres. In jenen Gebieten, wo der Rückzug des Meeres in der Obertrias begann, wärmte sich die verringerte Wassermenge vollständig auf. Die Bedingungen der Kalksteinbildung wurden geschaffen. In den offenen, tieferen Meeresteilen bildete sich zur selben Zeit Dolomit als eine heteropische Fazies. Die Verzahnung der beiden Fazies finden wir im Gerecse-Gebirge vor; hier wurde die Bildung der mit dem Kalkstein wechsellagernden Dolomitschichten des Nors durch die aus den tieferen Meeresteilen, aus der Richtung des Bakonygebirges zeitweise einbrechenden kälteren Strömungen bedingt.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich die Tethys infolge einer langsamen, epirogenen Hebung am Ende der Trias zurückzog. Im Nor blieb das nordöstliche Gebiet des Sedimentationbeckens im Mittelgebirge als Festland zurück. Zur Zeit der Rhätstufe zog es sich bereits bis zum Bakonygebirge zurück und liess sein verlorenes Gebiet der Abtragung zurück. Am Anfang des Jura transgredierte das Meer von neuem, konnte jedoch vom sanft steigenden Festland nur noch einen weit kleineren Raum zurückerobern.

#### LITERATUR

1. Schrétér Z.: A budai hegyek legrégibb képződménye. (Die älteste Formation des Budaer Gebirges). *Földt. Közl.* **39**, 510 – 511. 1909.
2. L a c z k ó, D.: Die geologischen Verhältnisse von Veszprém und seiner weiteren Umgebung. *Resultate d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees* **I**, 1911.
3. V a d á s z E.: Die paläontologischen und geologischen Verhältnisse der älteren Schollen am linken Donauufer. *Mitt. aus dem Jahrb. Ung. Geol. Reichsanst.* **18**, 101 – 171. 1911.

4. Vadász E.: Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a jura időszak alatt. (Sedimentbildungsverhältnisse im Ungarischen Mittelgebirge während des jurassischen Zeitalters). *Math. és Term. Ért.* **31.** 102–120. 1913.
5. Lóczy L.: Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. *Resultate d. wiss. Forsch. d. Balatonsees.* **I.** 1911.
6. Vadász E.: Die stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes in der Umgebung von Budapest. *Ethika.* Budapest 1920.
7. Kutassy E.: Zur Stratigraphie der Trias der Budapester (Ofener) Gegend. *Földtani Közl.* **55.** 384. 1925.
8. Vigh J.: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismertetéhez. (Daten zur Kenntnis der Obertriadischen Bildungen des Ungarischen Mittelgebirges). *Bányászati és Kohászati Lapok* **66.** 1933.
9. Horusitzky F.: A Buda-hegység hegyszerkezetének nagy egységei. (Die grossen tektonischen Einheiten des Budaer Gebirges). *Földtani Int. Évi Jel. Függlék* **5.** 238–251. 1943.
10. Horusitzky F.: A Budai hegység triász képződményei. Kirándulásvezető a magyarországi Mezozoos Konferencia résztvevői számára. (Die Triasbildungen des Budaer Gebirges. Geologischer Führer für die Teilnehmer an der Ungarischen Mesozoischen Konferenz). *Budapest,* 1–12. 1959.
11. Végh – Neubrandt E., Vigh G., Hetényi R., Fülöp J., Szabó E. & Noszky J.: A Gerecse – Vértes és Bakony hegység mezozoikuma. Kirándulásvezető a Magyarországi Mezozoos Konferencia résztvevői számára. (Das Mesozoikum des Gerecse – Vértes und Bakonygebirges. Geologischer Führer für die Teilnehmer an der Ungarischen Mesozoischen Konferenz) *Budapest,* 13–46. 1959.
12. Végh – Neubrandt E. & Oravec J.: Formations triassiques supérieures des montagnes Gerecse et Vértes (Transdanubia). *Annales Inst. geol. publ. Hung.* **49.** 381–385. 1959.
13. Vadász E.: Magyarország földtana. (Die Geologie Ungarns). *Budapest,* 1960.
14. Végh – Neubrandt E.: Petrologische Untersuchungen der Obertrias – Bildungen des Gerecsegebirges in Ungarn. *Geol. Hung. ser. geol.* **12.** 1960.
15. Végh S.: A Bakony hegység kösszeni rétegei. (Die Kössener Schichten des Bakony Gebirges in Ungarn). *Földt. Közl.* **91.** 213–231. 1961.
16. Oravec J. & Végh – Neubrandt E.: Connexions stratigraphiques et structurales entre le Trias de la montagne Vértes et celui de la montagne Bakony. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Ser. Geol.* **5.** 104–117. 1962.
17. Oravec J.: Formations triassiques de la région de blocs situés entre les montagnes de Gerecse et de Buda-Pilis. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis Ser. Geol.* **5.** 94–103. 1962.
18. Oravec J.: Der erste Macrurenfund *Paraclytiopsis hungaricus* nov. gen. nov. sp. aus dem ungarischen Karn. *Földt. Közl.* **92.** 1962.

	BAKONYGEBIRGE	ISZKABERG	VÉRTESGEBIRGE	GERECSEGEBIRGE	PILISVÖRÖSVÁR	BUDAER GEBIRGE	PILISGEBIRGE	TRIAS-SCHOLLEN AM LINKEN DONAUUFER
RHÄT	Dachsteinkalkstein							
	Grauer mergeliger Kalkstein mit Kössener Fauna	Dachsteinkalkstein	Dachstein-	Dachstein-				
NOR	Hauptdolomit mit Megalodonten, <i>Dicerocardium</i>	Hauptdolomit mit Megalodonten	-Kalkstein Gelber Dolomit mit Riesenmegalodonten	-Kalkstein mit Dolomitzwischenanlagerungen, Dicerocardien	Dachsteinkalkstein <i>Megalodus seccoi</i> , <i>Purpuroidea excelsior</i>	Dachsteinkalkstein mit reicher Fauna am Remeteberg	Dachsteinkalkstein <i>Dicerocardium curioni</i> , <i>Dicerocardium pannonicum</i>	Dachsteinkalkstein mit Riesenoolithen
			Miophoriendolomit	Dolomit, <i>Megalodus seccoi</i>		Halorellendolomit		
KARN	Dolomit <i>Megalodus triqueter pannonicus</i>	Dolomit <i>Megalodus triqueter pannonicus</i>	Hellbrauner Dolomit <i>Megalodus triqueter pannonicus</i>	Hellbrauner, roter Dolomit <i>Megalodus hoernesii rotundatus</i>	Zerfallender Dolomit <i>Cornucardia hornigi</i>	Blättriger Dolomit <i>Koninckina telleri</i>	Gelblichgrauer Kalkstein mit reicher Fauna	Weisser Dachsteinkalkstein <i>Amphyclina amonea</i> , <i>Rhynchonella arpatica</i>
	<i>Cornucardia hornigi</i>							
	<i>Trachyceras austriacum</i>	Mergeliger Dolomit	Blättriger, mergeliger Dolomit		Kalkiger Dolomit mit Tonzwischenanlagerungen <i>Schafhäutlia mellingi</i>	Hornsteinführender Dolomit <i>Ostrea montis caprilis</i>	Wechsellagerung von bituminösem Dolomit und Kalkstein mit spärlicher Fauna	Hellgrauer Kalkstein mit Hornsteinlinsen
	Obere Mergelgruppe <i>Protrachyceras aon</i>	Dolomitmergel, Dolomit mit Brachiopoden	Bituminöser fossilführender Kalkstein mit <i>Gervilleia</i>	Mergeliger, bituminöser Dolomit	Grauer Tonmergel	Zwischendolomit <i>Megalodus carinthiacus</i>	Hellgrauer bituminöser Dolomit	Dunkelgrauer, bituminöser, mergeliger, dünnblättriger, Kalkstein mit Ammoniten, u. Pflanzenresten
				Hellgrauer Kalkstein mit kleinen Aviculen	Raibler Dolomit und Kalkstein			
	Füeder Kalkstein		Dolomit mit Hornsteinlinsen		Kalkstein mit Hornsteinlinsen <i>Posidonia wengensis</i>	Ammoniten-Dolomit <i>Juvavites (Anatomites) dulcis</i>	Weisser Dolomit mit Ammoniten	Dolomitkomplex?
						Hornsteinführender Kalkstein		
LADIN	Tridentinus-Kalkstein	Diploporendolomit	Diploporendolomit	Diploporendolomit	Diploporendolomit	Diploporendolomit	?	?
	Tuffig-mergelige Wengener Schichten							



# REGIONAL GEOPHYSICAL DATA FROM THE SOUTHERN PART OF THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

V. SCHEFFER

Geophysical Institute, Eötvös University, Budapest.  
(Received: December 4th, 1962)

## SUMMARY

The buried ridges of the Dinaric branch of the Alpine system extend to the inner regions of the Pannonian basin. The Banat graben and the Vardar belt along its western margin trend into the Szeged-Kecskemét-Budapest direction.

On the basis of geophysical data the subsurface extension of the Pelagonic belt may be traced to the river Rába.

## The Dinaric Alpine Ridges

The results of tectonic investigations of the recent years [1, 2] concerning the Dinaric branch of the Alpine system made evident that the formations of the Dinaric Alps running from a distance of several hundred kilometres, and directed towards the Hungarian Basin do not terminate at the rivers Danube and Save but are extending to the central part of the basin.

The data [3] render probable the supposition that in the past the Pelagonic Massifs and the Bohemian Massifs together with the Sudetes formed a continuous mass through the belt of the Transdanubian-Bácska Paleozoic swell (Figure 1). The belt of the Transdanubian-Bácska Paleozoic swell is a direct extension of the Pelagonic Massifs belonging to the Hellenids and is separated from the Rhodope block by the Vardar belt.

On the basis of geophysical measurements as well as of the results of deep wells in the Banat and Vojvodina (Yugoslavia) the continuation of the Kraistidic fault system in the Banat, and in the area beyond the river Tisza has been established.

In 1960 a tectonic sketch of southeastern Europe has been published by J. H. Brun n [2] in which the Dinaric Alps extend through Transdanubia to the Eastern Alps (Fig. 2). Though the position of the boundaries of the northern and northeastern Dinaric Alps in Transdanubia are still open to debate in this map, its merit is to put an end to the traditions prevailing since K o b e r, and does not stop the Dinaric tectonic borderlines at the rivers Danube and Save denominating the areas beyond them as „Hungarian Central Mass” [4].

In the following we discuss the elements of the Dinaric Alps extending to the Hungarian Basin on the basis of the schematic structural map of the Balkan constructed by H. J. Brun n (Fig. 3).

Investigating the area of the Rhodope belt, a median mass between the Balkan Mountains and the Pelagonic zone it may be established that following the broad areas of Macedonia in northwest, then northern direction, south-

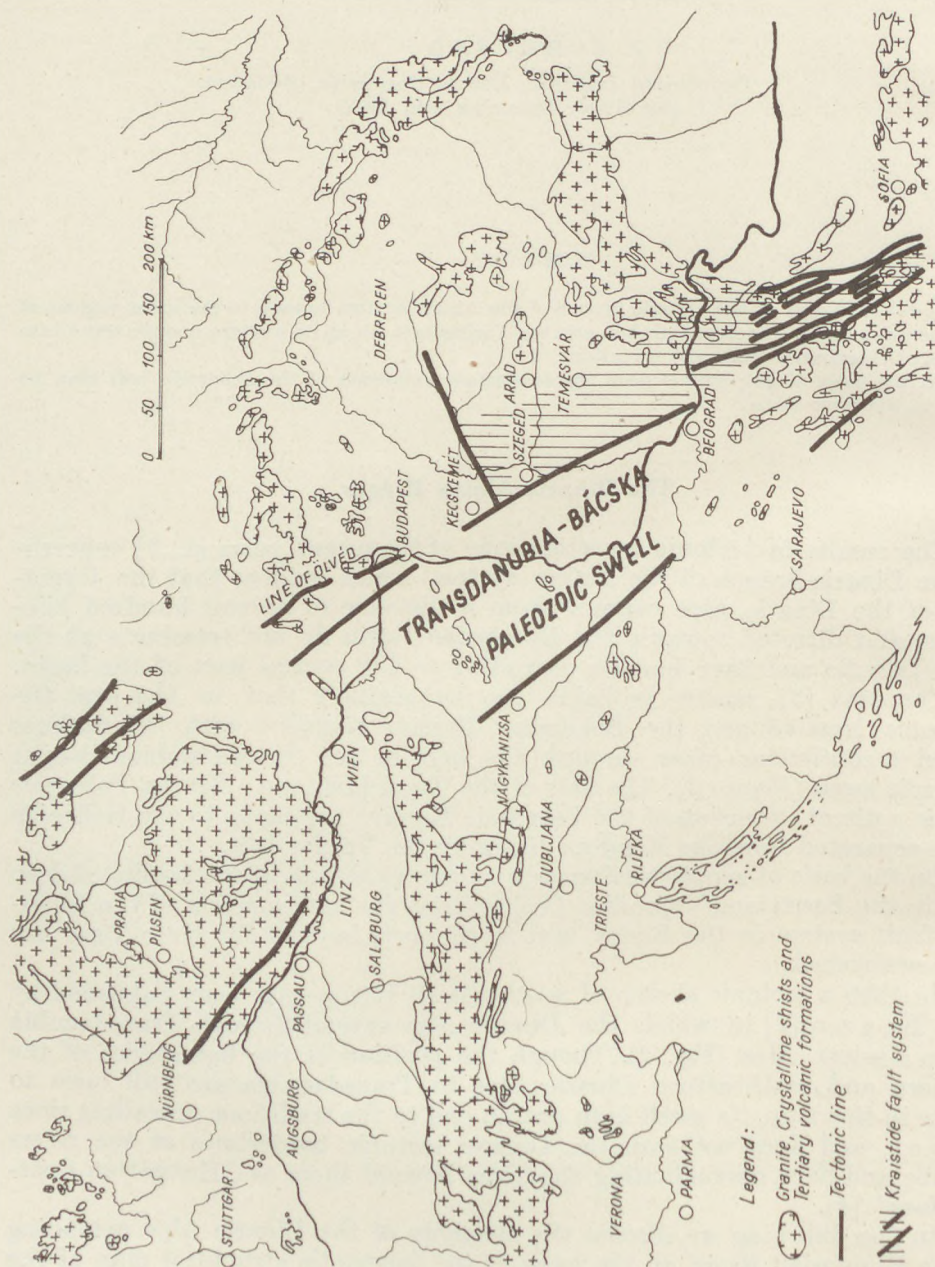


Fig. 1. The Transdanubia-Bácska Paleozoic swell and the extension of the Kraistid fault-system to the Carpathian Basin, according to V. Scheffer.

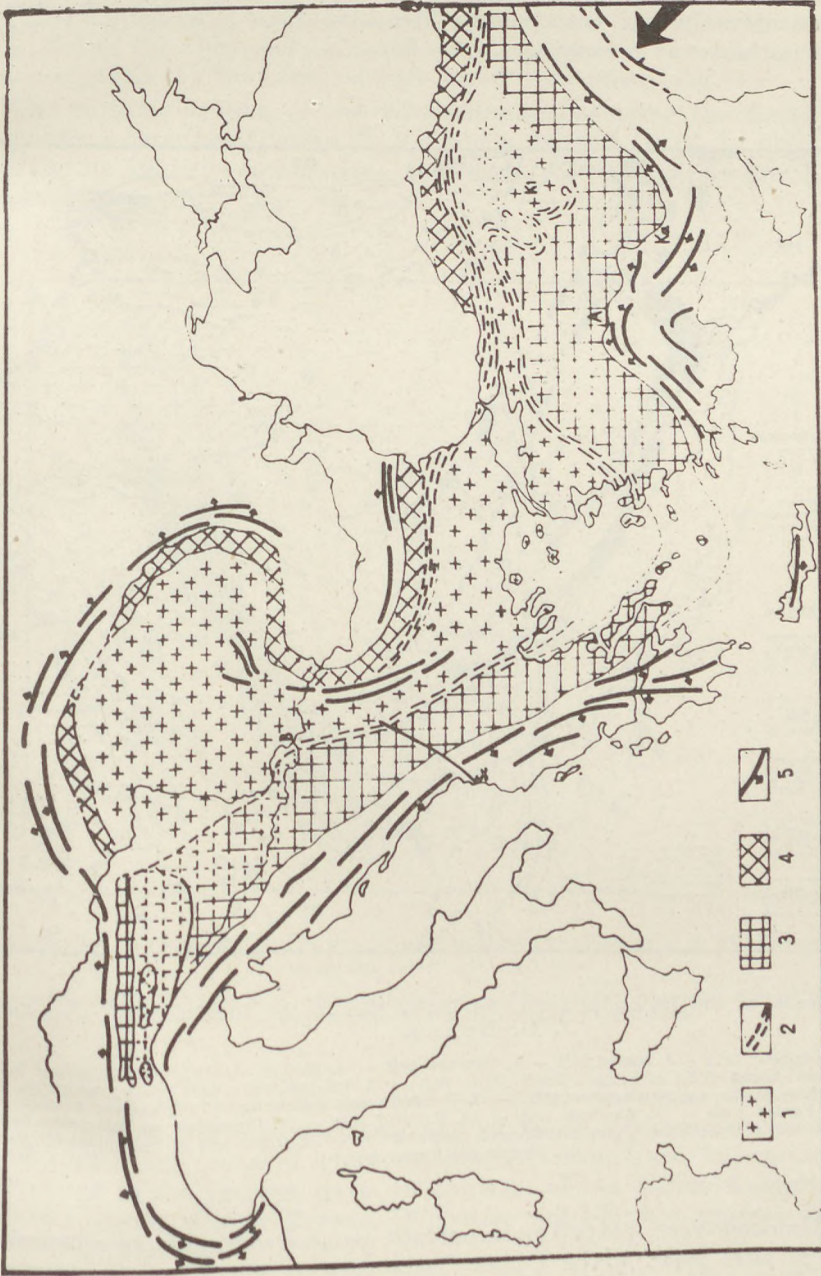


Fig. 2. Schematic Map of the Alpine system in the eastern zone of the Mediterranean sea, according to J. H. Brun.

- 1. Rhodope masses - 2. Belt of longitudinal slidings and effusive rocks (ophiolites, acidic eruptions detritus) -
- 3. Dinaric inner belt - 4. Alpine inner belt - 5. Outer belt.

east of Beograd, it becomes narrower and on the basis of geophysical data it extends in form of a narrow strip to the Banat, and further to the southern part of the Great Hungarian Plain. It may be seen from Fig. 2. that Brun n considers the area between the Transdanubian part of the Dinarids and the Carpathians as belonging to the Rhodope belt.

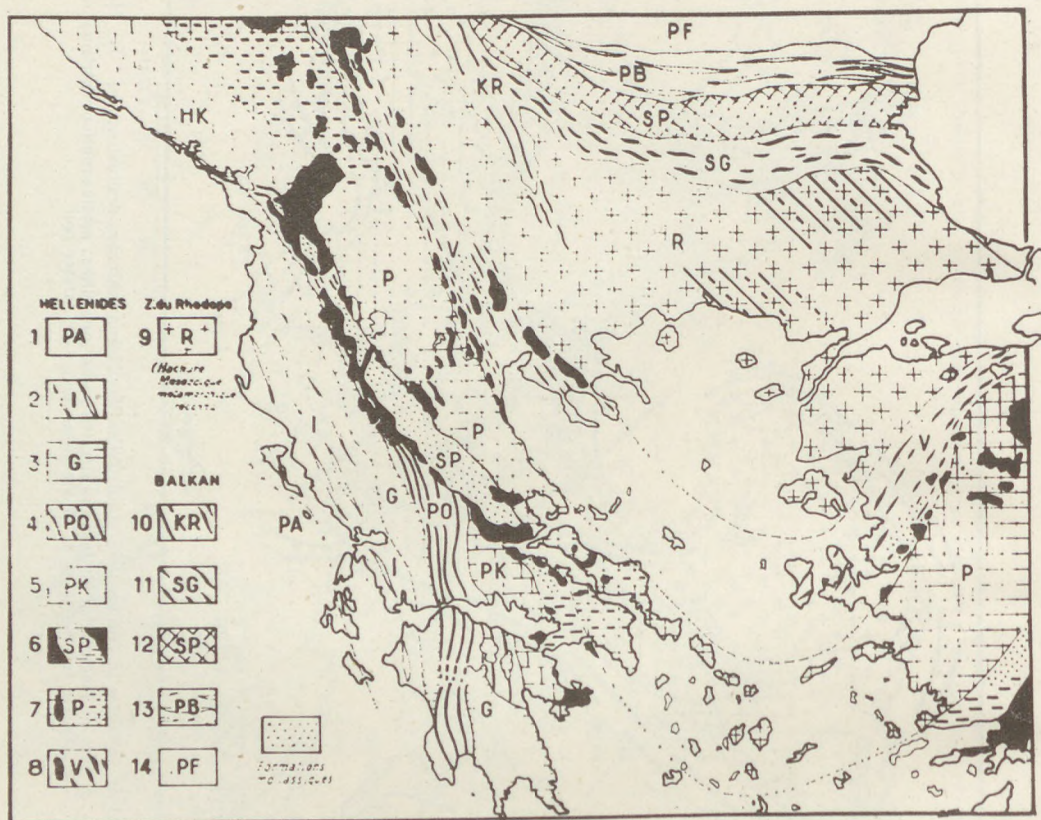


Fig. 3. Elements of the Dinarides from the Ionian Sea to the Russian table, according to J. H. Brun n.

1. Paxos or Pre-apulian belt - 2. Ionian belt - 3. Gavrovo belt - 4. Pindus, or Pindus-Olonos belt - 5. Parnassus or Parnass-Kiona (PK) and High-Karst (HK) belt - 6. Sub-pelagionian belt (black: ophiolites, dots: molassic formations of the meso-hellenic trough) - 7. Pelagionic belt (black: ophiolites; dashes: mesozoic overburden) - 8. Vardar zone - 9. Rhodope belt - 10. Kraistid belt - 11. Cretaceous an Palaeocene faulted-belt - 12. Inner belt of Balkanides (Stara Planina and continuation) - 13. Outer belt of Balkanides (Prebalkan) - 14. Moesic Platform.

The Rhodope zone played an important palaeogeographic role especially in geological ages prior to the Upper Carboniferous, separating the Alpine-Carpathian and the Dinaric sedimentary areas. Some parts of it have been uplifted during the Jurassic, forming an island denoted as „Eastern Continent” by Pompecki.

According to geologists the Rhodope mass has metamorphized and consolidated as a result of intrusive processes during the Mesozoic.

On the periphery of the Rhodope belt contiguous to the Balkan Mountains the Kraistid fault system has formed out of Tithonian grabens folded at the end of the Oligocene. Here the two branches of the Alpine system are in such a proximity that they almost touch each other (Fig. 3).

The tectonic system of the Kraistides transversing the Balkan Peninsula has been described first by E. Bončev in 1936 [5, 6]. In his latest work published in 1958 he summarizes the most recent information about the „Kraistid Lineament” (Fig. 4).

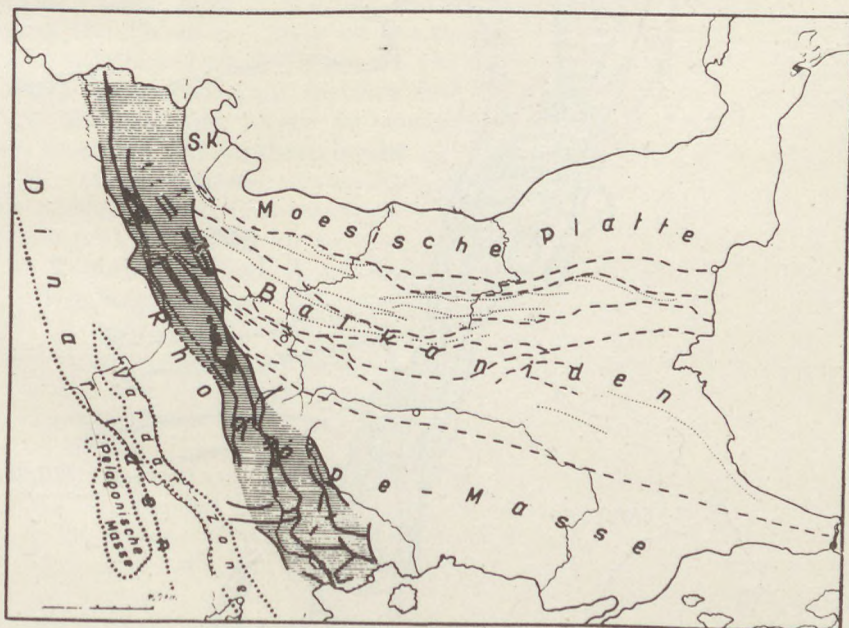


Fig. 4. Position of the Kraistides in the Alpine-Himalaya orogene belts in the Balkan peninsula. According to E. Bončev.

Shaded: the Kraistides with their most important faultlines — dashes: significant tectonic lines of the Balkanides — dots: anticlines — S. K.: Southern Carpathians.

According to E. Bončev the structural elements of the Kraistides are composed of faults as a consequence of which grabens have been formed in this zone in the course of a tectonic process acting from the beginning of the Mesozoic up to the present days. In the area of the Kraistid fault complex Tithonian, Senon, Upper Eocene, Oligocene and Pliocene grabens have been established (Fig. 5).

On the west the Kraistid ridge leans against the margin of the median mass of the Rhodope, and the overthrusts observable in this area are of an eastern trend.

The average width of the Kraistid zone amounts to 50 to 70 kilometres, and its sunken parts which are the proofs of the large-scale vertical movements of certain areas are 1500 to 2500 meters deep.

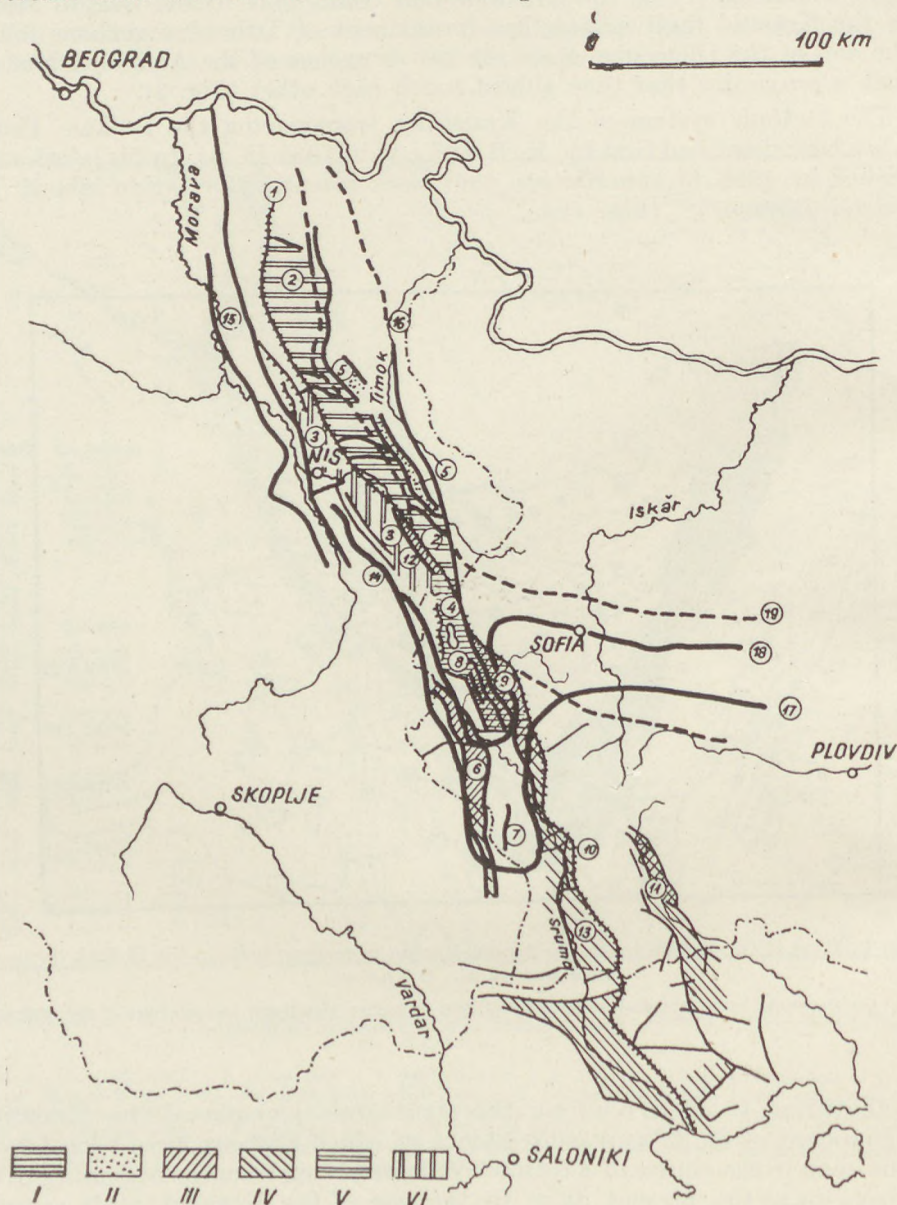


Fig. 5. Tectonic sketch of the Kraistides, according to E. Bončev.

1. Deep fault of Ozren-Tran - 2. Anticlines of Rtan-Kucaj - 3. Anticlines of Suha-Planina-Tran - 4. Titonic trough of the Kraistides - 5. Senon graben of Eastern Serbia - 6. Planec trough - 7. Semi-trough of Suhostrel-Pades - 8. Graben of Blatesnica - 9. Bobovdol trough - 10. Brezane graben - 11. Mesta trough - 12. Koritnica trough - 13. Struma graben - 14. Zaplanje graben - 15. Morava graben - 16. Knjazevec-Pirot structure - 17. Southern shore-lines of the Triassic sea - 18. Southern shore-lines of the upper and middle Jurassic seas - 19. The probable boundaries of the Alpine-Senonic sea.

On the basis of our investigations it may be assumed that the Kraistid ridge extends along the eastern break-down of the belt of Transdanubian—Bácska Paleozoic swell into the Carpathian basin, maintaining its original direction and width beneath the younger sedimentary layer of the Great Plain.

Information as to the extension of the Kraistid fault system to the Banat is offered by Vučković, Filjak and Aksin [10], and in detail by D. Marinović [11]. According to these authors the Yugoslavian Vojvodina is transversed by the graben system of the Kraistid ridge west of Vršac, then the system extends in the direction of Jermenovci—Veliki Greda to the Rumanian Banat. The depression of the individual grabens in the area of the Yugoslavian Banat are of a depth of 1000 to 2500 m.

The Vardar zone runs along the western boundary of the Rhodope belt flanking the Pelagonic ridge on the east. The denomination „Vardar Zone” is to be attributed to Kossmat [12]. Its western margin is formed by a definitely marked straight tectonic line. The Pelagonic zone, i. e. the inter-nid axis of the Dinaric Alps is an elongated formation, its width amounting to about 70 km on the southern border of Yugoslavia. The centre of this formation is the Pelagonic crystalline schist massive covered by Mesozoic rocks. In some places it is intersected by characteristic transversal depressions in which post-herzynian formations are conserved. On the west it is bordered by the Yugoslavian High-Karst and, in a length of about 400 km by the so-called Subpelagonic zone. The 5000 m thick molassic mass of the latter is covered by ophiolite blocks especially along its western border-areas. The ophiolite masses are common in the Pelagonic zone, particularly in the bordering Vardar, and Subpelagonic belts. The localities of the eruption and overflow of the ophiolite masses are found in the eastern and western marginal zones of faults.

The eastern flank of the Pelagonic high ridge is bordered by a deep trough of the Vardar zone, at least since the Lower Cretaceous. The Vardar zone is characterized by its chaotic tectonics, and by the presence of effusive rocks. Among the effusive rocks ophiolites are found from periods prior to Cretaceous and accessory rocks e. g. peridotites and serpentines, gabbros, dolerites and diabases, submarine lavas, tuffs, various breccias, and radiolarites. They have been formed, probably, from the end of the Jurassic to the Eocene.

The granodiorite intrusions following the ophiolites are of Eocene age. The Miocene volcanic eruptions resulted in enormous dacite masses and tuffs in the Vardar zone, with widely scattered eruption-centers.

On the western border of the chaotic ridge of the Vardar zone, between the Rhodope and the Pelagonic belts filled up by clastic and down-sliding materials, the marginal wedges of the Pelagonic zone dip to the Flysch strata along an elongated axial flexure. The tectonic breaking down is a morphological one as well.

Following the zone of imbricate structure of the Pelagonic zone there begins a clastic formation of a few kilometers width consisting of ophiolites, Flysch limestone or schist blocks in a chaotic confusion. In longitudinal direction these may be traced in an extension of several hundred kilometers, along transversal profiles, however, practically no correlation is possible. Under such circumstances the geologists recognized some longitudinal move-

ments of great amplitude along the Vardar zone. Longitudinal movements of this kind may also be encountered along the San Andreas fault in California.

Since similar longitudinal movements may also be observed on the margin of the subpelagonic belt bordering the Pelagonic zone on the west, it seems probable that the Pelagonic zone itself is moving in a longitudinal direction.

In 1962 the Geophysical Research Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences published the results of the regional telluric-current measurements carried out in Hungary.

The schematic map constructed entitled „Areal Ratios at 25 sec” is shown in Fig. 6. [13]. The map shows the depth of the basement rocks.

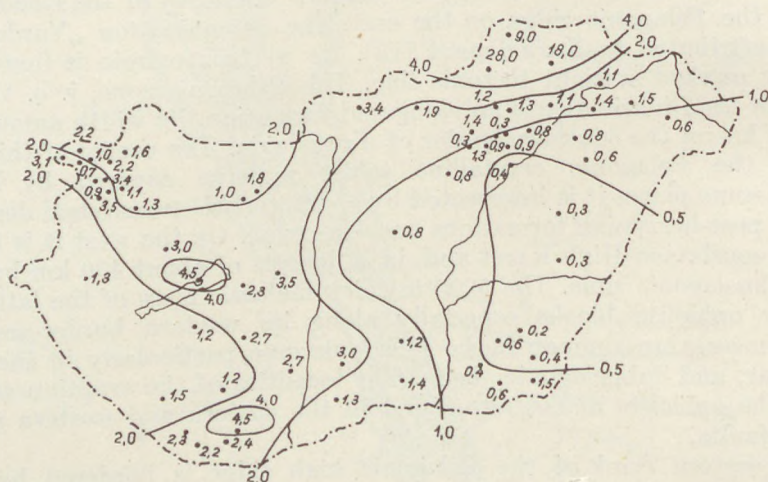


Fig. 6. Results of telluric current measurement made by the Geophysical Research Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences, Sopron in 1961: „Areal proportions at 25 sec.”

It may be stated that this schematic map reflects the area of the „Transdanubian—Bácska Paleozoic swell” and the Hungarian part of the Vardar zone as well.

### The extension of the Dinarids to the Hungarian Basin

#### *The Banat Graben and its extension to the Pannonian Basin.*

The map shown in Fig. 7 illustrates the macrostructural elements of the Dinaric Alps extending beneath the Great Plain. We used as a basis the geological map of Yugoslavia constructed by Mikinčić [14] marking the data relating to our point of view.

Even a glance at this geological map suggests the probability of a straight western margin of the Vardar belt traced in Yugoslavia from Skoplje as far as to Beograd on the basis of surficial morphological features, extending northwards, and maintaining its original direction. The sections of the Danube between





Fig. 7. Data for the tracing of the subsurface trends of the Vardarides and of the Banat Graben in the Carpathian Basin.

1. Kraistid fault system, after E. Boncevi, I. Vuckovic, R. Filjak, V. Aksin, and D. Marinovic — 2. Shore-lines of the Banat graben according to the seismic data of D. Nikolic and D. Simin — 3. The eastern shore-line of the Makó-Hódmezővásárhely graben according to the results of seismic surveys, after J. Káddár — 3. Block-diagram demonstrating the structure of Quaternary (Holocene and Pleistocene) and Upper Pliocene (Piacentian-Astian) continental sedimentary rocks (the latter have been marked with dashed lines); after J. Urbancsek — 5. Vardaride faults — 6. Banat graben — 22. Upper Cretaceous — 23. Lower Cretaceous — 45. Andesitic, dacitic, rhyolitic rocks and their tuffs — 47. Peridotite and serpentine

Beograd and Titel, and that of the Tisza between Titel and Horgos (in the vicinity of Szeged) support the assumption that the river-bed between Horgos and Beograd have developed along a fault i. e. along a tectonic line. The geological evidence to the above concept is furnished by the results of the geophysical measurements in the area of Bácska and Banat [15], as well as the data obtained from the Yugoslavian oil wells, and the subsurface geological contour maps constructed on the basis of the above data [10, 16].

The Rhodope belt situated between the western margin of the Vardar belt, i. e. the eastern boundary of the Pelagonic zone, and the western marginal zone of the Balkan Mountains, and the Southern Carpathians is situated already in the valley of the river Morava in a trough, i. e. in a tectonic graben. This graben gets ever deeper in northern direction and, according to geophysical measurements, it extends beneath the surface of the Great Plain. Its part trending northwards from the Lower Danube has been called „Banat graben” by the Yugoslavian geologists [10].

On the basis of seismic measurements carried out in Yugoslavia and in the Hungarian, southern part of the Great Plain [17] it may be established that the deepest parts of the graben are situated on Hungarian territory between Makó and Hódmezővásárhely where extends a 10 to 15 km wide strip between the Paleozoic blocks of Ferencszállás and Pusztaföldvár—Battonya in a depth exceeding 6000 m. This depth gradually decreases from the deepest part of the graben both southwards and northwards. Southwards, east of Kikinda, the depth of the bottom of the graben amounts only to 3400 m and, east of Beograd only to 2000 m. The depth of the graben extending beneath the South Alpine ridges in the area northwest of Hódmezővásárhely, is not known so far.

According to the investigations of D. Marinović [16] the Banat graben has been in the Tortonian and Sarmatian continent emerging from its surroundings. Studying the trend of the Banat graben buried under the Great Hungarian Plain it may be stated that its western bank is bordered by the river-bed between Beograd and Szeged, being the western margin of the Vardar belt (at the same time the eastern margin of the Pelagonic belt). The eastern bank of this area lies in Rumanian territory, and it may be defined by geophysical measurements as well [18].

In the Banat graben the buried Vardar belt, and the Kraistid fault system are running northwards. To trace them in detail in the graben by means of geophysical methods is not yet practicable in some places. The results of geomagnetic measurements carried out in the area of the Yugoslavian section of the graben [15] as well as geophysical investigations show [19] that its buried basement rocks generally correspond to the rocks occurring on the surface of the southern areas.

The magnetic and gravitational maxima at Ferencszállás, already on Hungarian territory, due to a body of high density and magnetic susceptibility existing at a depth of more than 3000 m, may refer — also the magnitude and strike of the anomalies — to an extensive mass buried in the graben and consisting of ophiolites (cortège ophiolitique).

Along the Pelagonian and Vardar zones, in the surroundings of Beograd and the Fruska Gora Mountains, ophiolites may be encountered as well on

the surface, and on Hungarian territory in the area south of the Mecsek [20], along the strike of the Dinaric Alps, buried ophiolites may be found. The local disturbances of the geomagnetic anomalies also refer to buried masses of ophiolites.

#### Data on the subsurface trends of the Banat graben in the Carpathian Basins

Fig. 8 shows the topography of the pre-Neogene basement rocks of the Yugoslavian Banat on the basis of reflection-seismic measurements, according to D. Simin and D. Nikolić.

In Fig. 9 the subsurface structural map of the basement prior to Eocene is shown as constructed by Vučković, Filjak and Aksin on the basis of exploration activity carried out in the Yugoslavian part of the Pannonian basin.

In the maps the breaking down of the eastern margin of the Transdanubian-Bacska paleozoic swell is seen along the Vardar fault taking place at a depth of 1000 to 2000 m as well as part of the Banat graben extending from the Morava valley to Szeged, and part of the Kraistid graben system north of the river Danube.

The known Yugoslavian hydrocarbon fields in the Banat lie on the structurally high areas of the graben.

The direct extension of the Banat graben to Hungary is represented by the Makó-Hódmezővásárhely area of the graben detected by Hungarian seismic measurements (Fig. 7).

In Fig. 7 the block diagram constructed by J. Urbáncsek is shown for the area between Budapest and Szeged. This block diagram gives an illustrative picture of the occurrence of Quaternary (Holocene and Pleistocene) and Upper Pliocene (Piacentian and Astian) terrestrial sediments (marked by a dashed line) in the area between the rivers Danube and Tisza [21].

According to M. Pécsi: „... the thickness of the Pleistocene and Upper Pliocene fluvial deposits amounts to nearly 1000 m in the surroundings of Szeged-Hódmezővásárhely”.

The block diagram by J. Urbáncsek as well as the schematic geological profile of the area between the rivers Danube and Tisza constructed by I. Miháلتz (Fig. 10) refer to the supposition that the Quaternary and Upper Pliocene depression starting from the surroundings of Szeged and running towards Budapest, reaching a depth of 1000 m in the vicinity of the river Tisza, corresponds to the extension of the Banat graben. According to the profile constructed by I. Miháلتz the Banat graben is filled up by Pleistocene fluvial deposits [22].

According to J. Urbáncsek the depression refers to a buried structural graben characterizing the whole area of the Kiskunság and may be traced from Budapest-Kecskemét to Szeged [23].

The valuable results of up-to-date research work yield the necessary evidence in favour of the work and basic concepts of J. Sümeghy on the genetic development of the Danubian structural trough [24].

In Fig. 11 the subsurface location of the ground water table is shown in the area between the rivers Danube and Tisza, according to A. Rónai as measured in the period 1950 to 1954 [25]. According to A. Rónai: „From

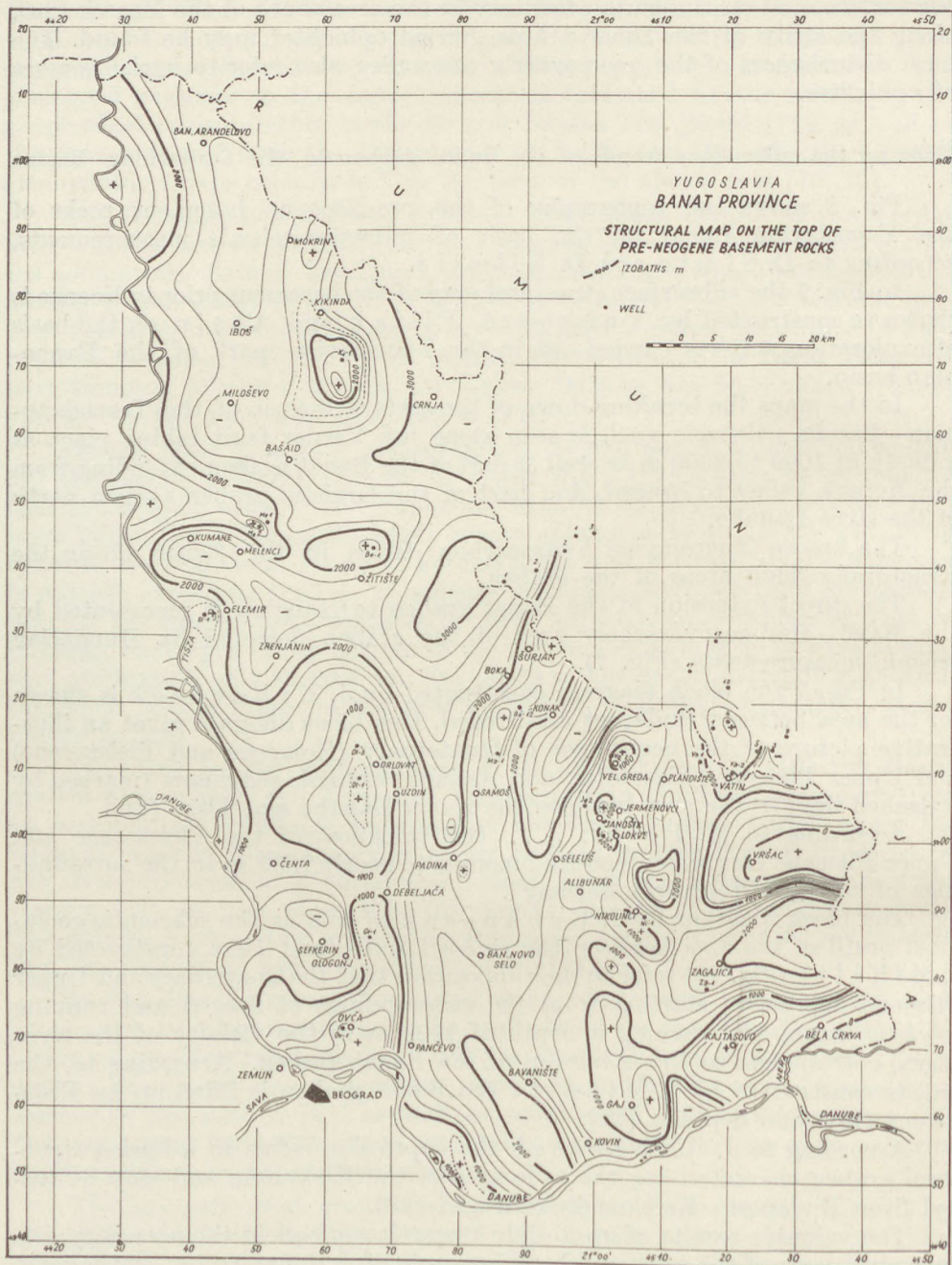


Fig. 8. Structural map of the pre-Neogene basement in the Yugoslavian part of the Banat constructed from reflexion seismic data After D. Simin and D. Nikolić.



Fig. 9. Schematic map of the basement of the Yugoslavian

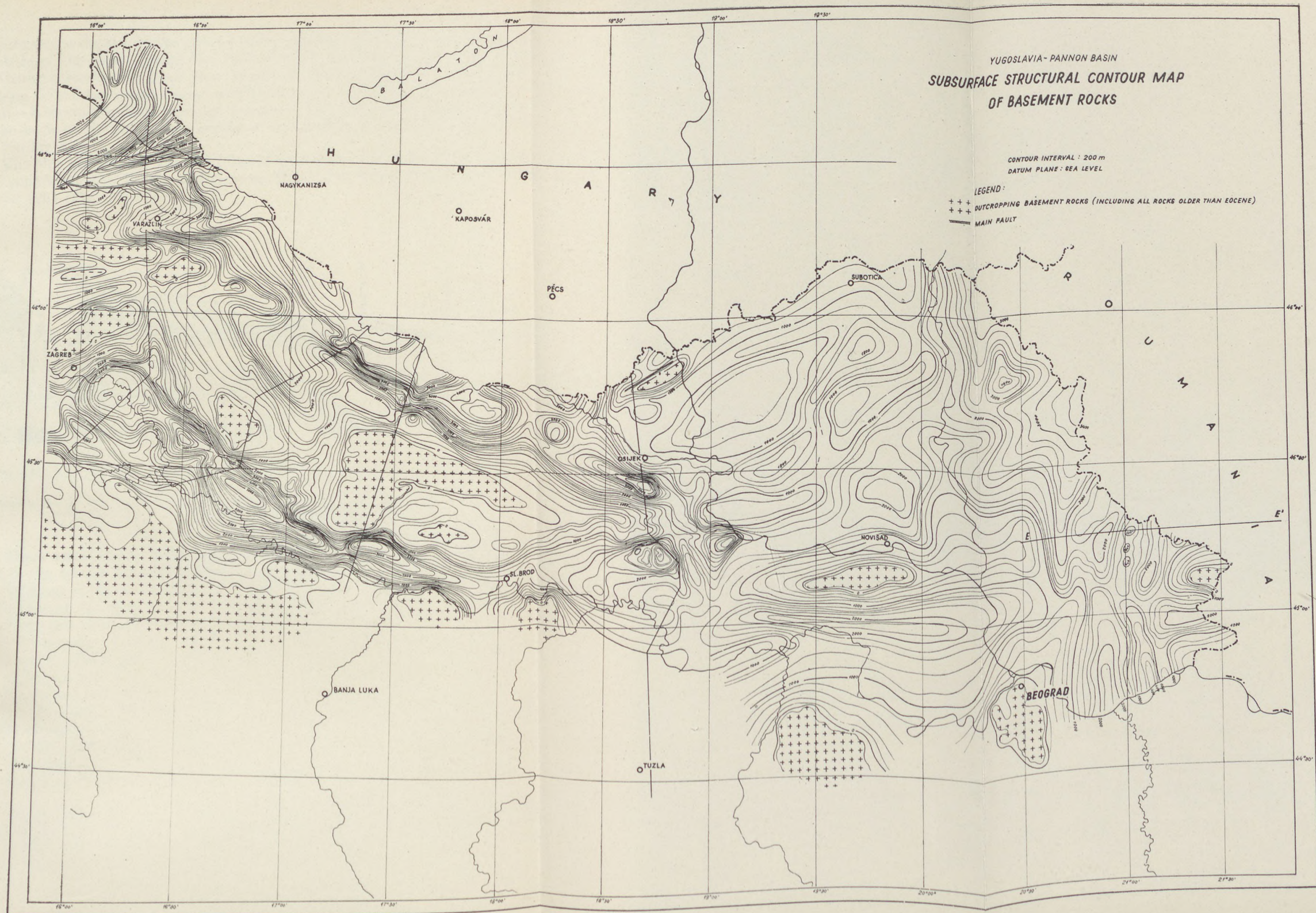


Fig. 9. Schematic map of the basement of the Yugoslavian part of the Pannonian basin. After Vučković, Filjak and Aksin.

the subsurface depths of the ground water table the outlines of the geological structure of the Great Hungarian Plain may be detected". And „Auf Grund der Grundwasserkarten kann eine Nordwest-Südost gerichtete strukturelle Linie im Gebiete zwischen Donau und Tisza in der Linie Sári-Örkény-Kecskemét-Kiskunfélegyháza verfolgt werden". The structural line determined on the basis of the subsurface depths of the ground water table also refer to the Vardar belt.

The Mór graben, the Vál and Pilisvörösvár valleys as well as the tectonic zone separating the Vértes and Gerecse Mountains follow the Vardar trend as well [26] (Fig. 12).

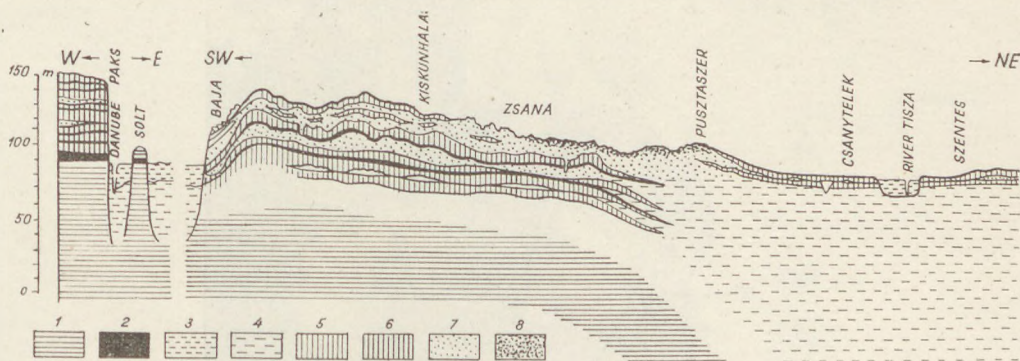


Fig. 10. Schematic geological profile of the southern part of the area between Danube and Tisza, according to I. Mihályz.

1. Pannonian strata - 2. Prepleistocene red clays - 3. Pleistocene river-sediments - 4. Holocene river sediments - 5. Loess - 6. Metamorphic loess - 7. Pleistocene runnig sands - 8. Holocene running sands.

There arises the question whether longitudinal movements do, or did proceed in the buried Hungarian part of the Vardar zone?

Looking at the pedological map of Hungary [27] (Fig. 13), as well as the strike-lines of the moss land on the surface of the ridge between the Danube and Tisza this assumption seems to be probable [28], (Fig. 14.)

This concept is supported by the fact that the epicenters of the great earthquakes taking place in the Carpathian basins, in Kecskemét, Komárom as well as the centre of the Dunaharaszti earthquake of 1956 were located in the Hungarian part of the Vardar zone [29].

On the basis of the recent years' geological investigations as well as of the results of geophysical measurements the presence of the Dinaric Alps beneath the younger sedimentary cover of the Pannonian basin may be established.

The geological feature called Transdanubian-Bacska Paleozoic swell is essentially an extension of the Pelagonic belt to the Bacska and to Transdanubia.

On the basis of the orientation of the gravitational and magnetic anomalies in Hungary [3] (Fig. 15.) it may be stated that the Dinaric Alps can be traced to the line of the river Rába applying geophysical methods and the criteria of strike lines.

Fig. 16 demonstrates the map of the geothermal gradients in Hungary compiled by T. Boldizsár. The data of 293 Hungarian deep-holes have been evaluated.

The curves of the geothermal aequigradients characterize the macrotectonical elements of the greatest part of Hungary covered by sufficient number of deep wells. (For the Nyírség, the northeastern corner of Hungary, we do not have adequate data).

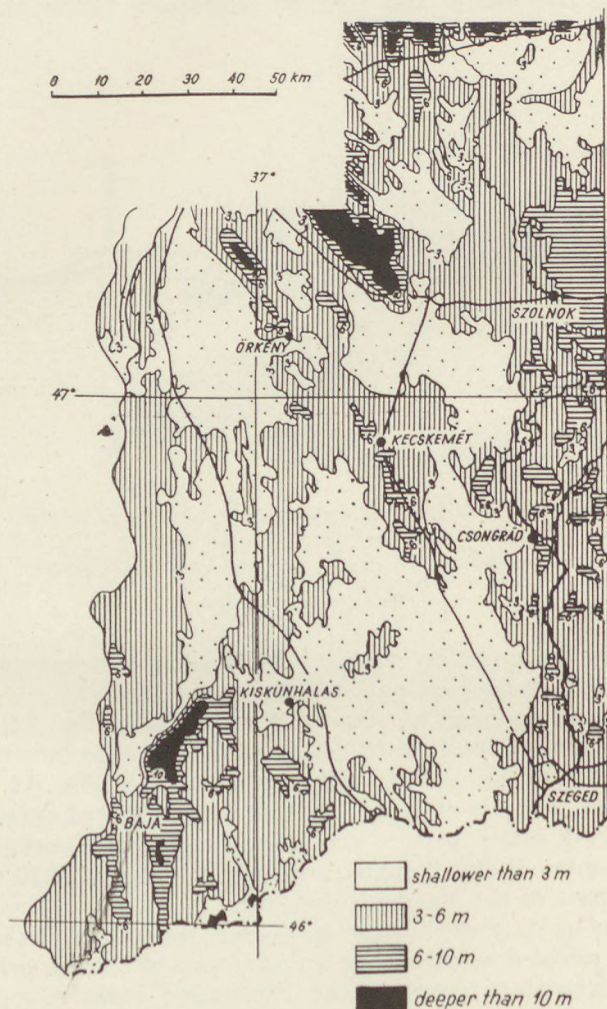


Fig. 11. Schematic map of the subsurface depth of the ground water table in the area between Danube and Tisza, according to A. Rónai.

The geothermal curves indicate the so-called „Paleozoic swell of Transdanubia – Baeska” with regionally high values of the geothermal gradient. The area of the Hungarian part of the Banat-graben and of the Vardarides show



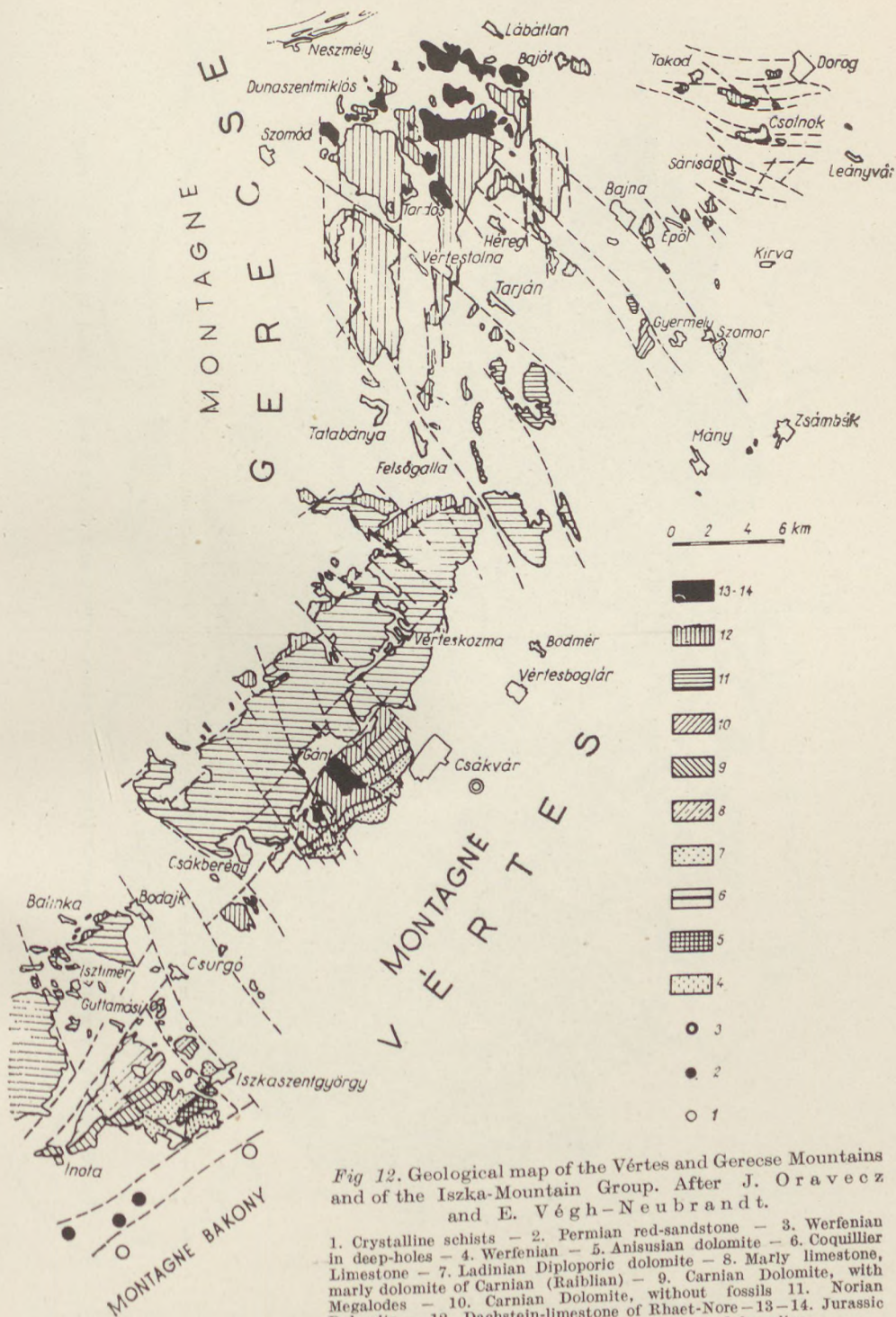




Fig. 13. Pedological map of Hungary. After P. Stefanovics and L. Szücs. a) sand b) adobe c) clay

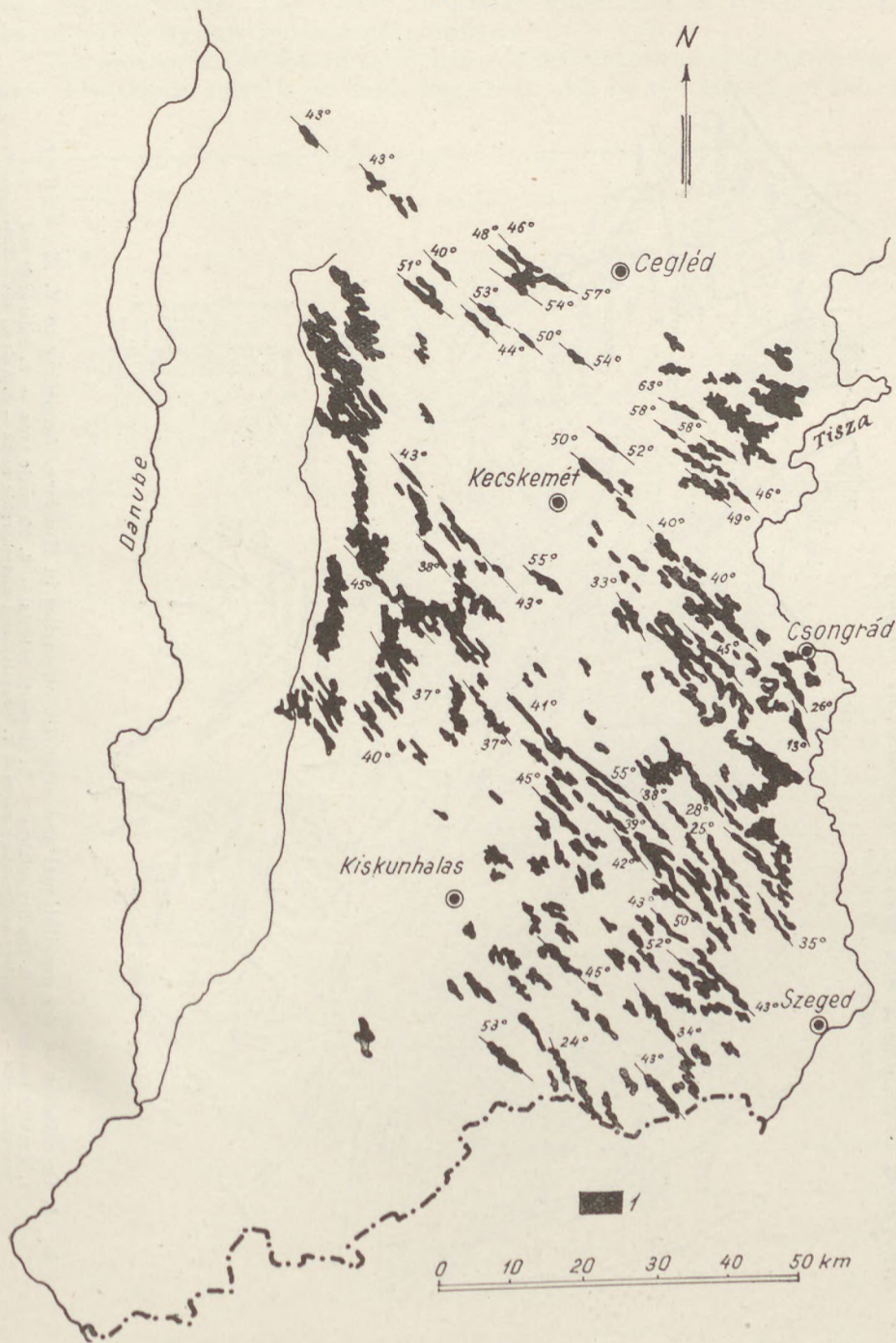


Fig. 14. Strikes of the moss land of the ridge between Danube and Tisza. After S. L á n g.

**The trends of magnetic and gravity anomalies in Hungary**  
according to V. Scheffer

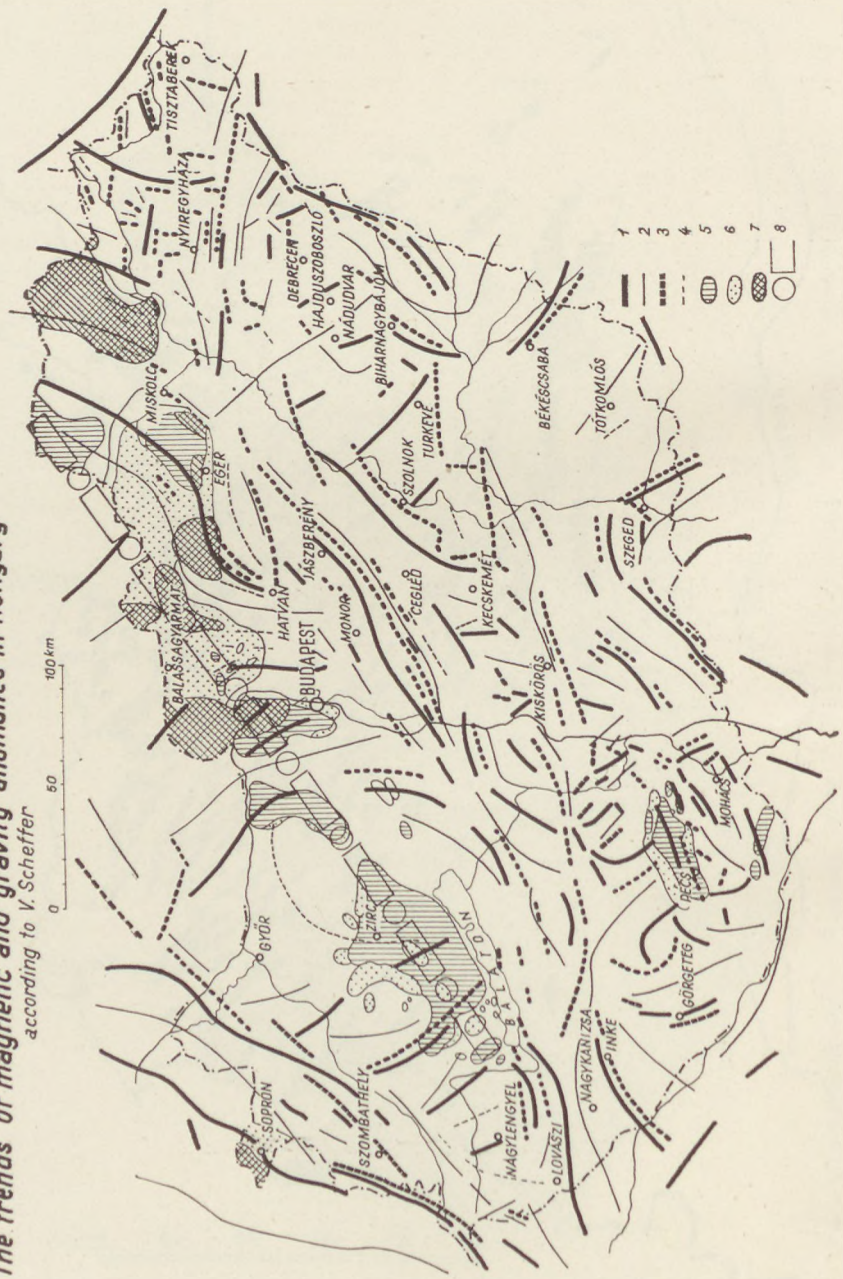


Fig. 15. Orientation of the gravitational and magnetic anomalies in Hungary. According to V. Scheffer.  
1. Gravity maxima — 2. Gravity minima — 3. Magnetic heights — 4. Magnetic lows — 5. Palaeozoic and Mesozoic rocks — 6. Tertiary sedimentary rocks — 7. Eruptive and metamorphic rocks — 8. Axis of the Hungarian Central Mountains.

low gradient values. The Little Hungarian Plain, NW of the Raab-line, is characterized by low geothermal gradients.

The geothermal effects of the South-Alpine trends and of some young volcanic formations related to fault lines may also be recognized on the map.

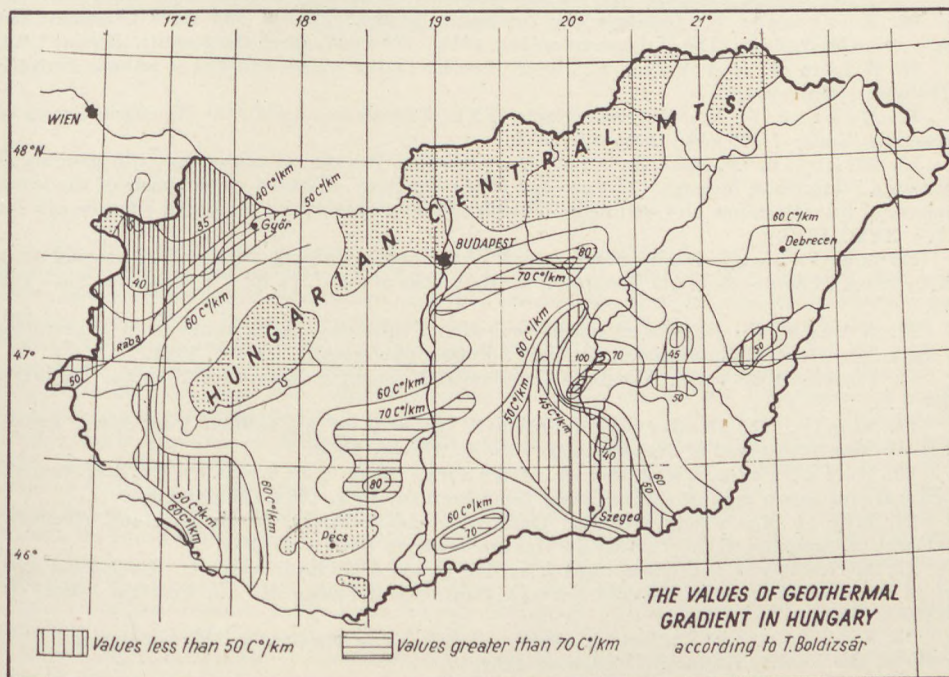


Fig. 16. The values of the geothermal gradient in Hungary, according to T. Boldizsár.

#### REFERENCES CITED:

1. Muratov, M. V.: История тектонического развития алпийской складчатой области Ю-В-ой Европы и Малой Азии. (History of tectonic evolution of the Alpine folded area in Southeastern Europe and Little Asia). *Izvestiya Akad. Nauk, Seria Geol.* 2. 3-27. Moscow, 1962.
2. Brun, J. H.: Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. Géol. France, 7e série, II.* 470-486. 1960.
3. Scheffer, V.: The problem of the „Hungarian Central Mass.” *Geofizikai Közlemények.* IX. 55-68. 1959.
4. Kober, L.: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. *Serb. Ak. Wiss. CLXXXIX. Geol. Inst.* 1952.
5. Bončev, E.: Versuch einer tektonischen Synthese Westbulgariens. *Geologica Balcanica II.* 1. Sofia, 1963a.
6. Bončev, E.: Beitrag zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpaten und den Balkaniden. *Geologica Balcanica II.* 2. Sofia, 1963b.
7. Bončev, E.: Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. *Geologie,* 7. 409-419, 1958.
8. Petković, K.: Das Problem der zeitlichen und räumlichen Entstehung des grossen tektonischen senonischen Grabens in Ostserbien und der darin vorkommenden scharfen plikativen Formen. *Bull. de l'Acad. Serbe des Sciences XII. N. S. Cl. des sc. math. et nat.* 3. 1953.

9. Petković, V.: Geologie Ostserbiens. *Serbische Akad. Wiss. Posebna Isdanja CV., Naturwiss, u. Mat. Kl. 28.* 1935.
10. Vučković, I., Filjak R., & Aksin, V.: Survey of Exploration and production of oil in Yugoslavia. *Report on the V. World Petroleum Congress of New York. Section I. Paper 55.* 1003–1021. 1959.
11. Marinović, D.: Eine Übersicht der geologischen Verhältnisse in den südöstlichen Teilen des Pannonischen Beckens. *III-ème Congrès des Géologues de Yugoslavie, I.* 230–257. 1957
12. Kossmat, F.: Geologie der Zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbaus. Die Kriegsschauplätze 1914–1918 geologisch dargestellt. *Berlin*, 1924.
13. Ádám A. and Verő J.: Recent results of the measurements of telluric currents in Hungary (manuscript).
14. Mikičić, V.: Geoloska Karta FNR Jugoslavia, 1:500,000 (Geological map of Yugoslavia, scale: 1:500,000.) *Beograd*, 1953.
15. Nikolić, D. and Simin, D.: Geologija Banata na osnovu novijih geofiziskih ispitivanja i dubinskih busenja. (The geology of the territory of Banat on the basis of the latest geophysical investigations and drillings). *Vesnik zavoda za geoloska i geofizicka istrazivanja NR Srbije XVII.* 1959.
16. Marinović, D.: Regional review of the geology and tectonics of oil-bearing areas in Vojvodina. *Report of the Fifth Meeting of the Geologists of the F. P. R. of Yugoslavia.* 253–266. 1962.
17. Kádár, J.: Results of phase-correctional refraction measurements in exploring the macro-structure of southeastern Hungary. *Magyar Geofizika II.* 30–42. 1961.
18. Comitatul Geologic: Anomalia Gravimetrică Bouguer Republica Romîna, *Bucuresti*, 1956.
19. Simin, D.: Density determination in the area of Vojvodina, Yugoslavia. *Institut des Recherches Géologiques et Géophysiques. Vesnik*, 27–36. 1950.
20. Barabás A., Jám bor A., Baranyi I. & Szederkényi T.: Schematic structural and depth map of southeastern Transdanubia. *Pécs*, 1962. (Manuscript).
21. Pécsi M.: A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszín alaktana. (Development and topography of the Hungarian Danube-Valley.) *Budapest*, 1959.
22. Miháلتz I.: A Duna-Tisza köze déli részének földtani felvétele. (Geological mapping of the southern part of the area between Danube and Tisza.) *M. Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése*, 1950.
23. Urbancsek I.: Szolnok megye vízföldtana és vízellátása. (Hydrology and water supply of the County Szolnok). *Budapest*, 1962.
24. Sümeghy J.: A Duna-Tisza közének földtani vázlata. (Geological sketch of the area between Danube and Tisza). *Annual Report of the Hung. Geol. Inst. Budapest* 1953.
25. Rónai A.: A Magyar Medencék talajvize, az országos talajvíztérképező munka eredményei. (Ground waters of the Hungarian Basins. Results of the ground-water mapping in Hungary.) *Annual of the Hung. Geol. Inst., XLVI.* 1956.
26. Oravec J., & Végh – Neubrandt E.: Connexions stratigraphiques et structurelles entre le Trias de la Montagne Vértes et celui de la montagne Bakony. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio geologica V.* 117–126. 1961.
27. Bulla B.: Magyarország természeti tájai. Stefanovics P. és Szücs L. Magyarország talajtérképe. (Natural topographies in Hungary. Soil Map of Hungary by. P. Stefanovics and L. Szücs) *Földrajzi Közlemények LXXXVI.* 1–16. 1962.
28. Láng S.: A Délkelet Alföld felszíne. (The surface of the southeastern Great Plain.) *Földrajzi Közlemények. LXXXIV.* 31–43. 1960.
29. Réthly A.: A Kárpátmedencék földrendései. (Earthquakes in the Carpathian Basins). *Budapest*, 1952.

# ÜBER DAS SOGENANNTHE DUNKLE HARZ DER TERTIÄREN KOHLEN, INSBESONDERE UNGARNS

L. SOÓS

Geochemisches Forschungslaboratorium der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Budapest  
(Eingegangen am 15. Dez. 1962)

## ZUSAMMENFASSUNG

Ein für ungarische Braunkohlen des Miozäns charakteristischer Kohlengemengteil ist der bis jetzt für ein echtes Harz gehaltenes – braunrötlich gefärbter Melanoresinit. Wir haben reinen Melanoresinit durch Separation nach dem spezifischen Gewicht aus der miozänen Braunkohle von der Zeche Percecs abgetrennt und analysiert. Wir haben nachgewiesen, dass der Melanoresinit kein echtes Harz, sondern solch ein Phlobaphenstoff ist, welcher die typische oxynitische Zusammensetzung noch nicht erreicht hat. Zwecks der Klärung der Genetik des Melanoresinit haben wir mit mikrochemischen Methoden die in den Längsparenchymzellen der *Metasequoia glyptostroboides* und der *Sequoia sempervirens* befindliche, dem Melanoresinit entsprechende, rezente, dunkelgefärbte Zellausfüllungen (das sogenannte dunkle Harz) untersucht, und haben nachgewiesen, dass diese keine Harze, sondern Gerbstoffabkömmlinge, und zwar Phlobaphenstoffe sind. Wir haben nachgewiesen, dass das Überbleiben des pflanzlichen Materials nicht ausschliesslich der konservierenden Wirkung der Harze zuzuschreiben ist, sondern im grossen Masse auch den baktericid und fungicid wirkenden Kernstoffen Gerbstoff- bzw. phenolischen Charakters. Es gab sich heraus, dass das typische Vorkommen des Melanoresinit ohne Xantoresinit in den tertiären Kohlen für die Taxodiales (ohne Harzgang), sein Vorkommen mit Xantoresinit für die Pinaceen (mit Harzgang) charakteristisch ist, und diese Unterscheidung in Dünnschliffen auch in diesen Fällen nachweisbar ist, wenn die – für xylotomische Untersuchungen geeigneten – Gewebeelemente während der Inkohlung bereits verschwunden sind.

Aus der Untersuchung der Pilzreste und des Melanoresinit ergab es sich, dass ein Teil der Pilzsklerotien kein Pilzabkömmling, sondern kavernöse Melanoresinit sei. Wir nehmen an, dass der grosse Gehalt an Säure-Ölen und Brenzkatechin aus den typischen Xyliten des Miozäns gewonnenen Schwelteeeres in erster Linie auf den Melanoresinit zurückzuführen ist.

Es gelang Szádeczky [1] im Jahre 1946 einen für ungarische Braunkohlen der Miozäns charakteristischen Kohlengemengteil nachzuweisen. Er stellte fest, dass dieser dunkelrötlich bis braun gefärbte Kohlengemengteil ein Produkt des in den Längsparenchym- bzw. Markstrahlzellen von Koniferen vorkommenden sogenannten „physiologischen Harzes“ darstellt, das von ihm Melanoresinit benannt wurde. Zugleich erkannte er mehrere Eigenschaften des von ihm als Melanoresinit bezeichneten dunklen Gemengteiles, welche von denen des Xantoresinit benannten hellen Harzes unterscheiden: so seine dunklere Farbe, die von der für die Bituminite allgemein charakteristischen hellgelben Farbe abweicht, sowie seine Unlöslichkeit in organischen Lösungsmitteln.

Da die Xylite ungarischer Herkunft, vor allem jene des Miozäns, Melanoresinit immer enthalten, manchmal sogar in Mengen von über 10 Gew.-%, erwies sich die Absonderung dieses selbständigen und homogenen Gemengteiles, sowie die eingehende Untersuchung des Melanoresinit, als eine interessante und wichtige Aufgabe.

Die botanische und chemische Fachliteratur an Hand der oft zitierten Werke von Göppert [2], bzw. Tschirsch [3] betrachtet die dunklen Zellinklusionen der Längsparenchym- und Markstrahlzellen der Koniferen schon seit langem als physiologisches Harz.

Das hellgelbe (zitronen bis orange), sich in den Harzgängen ansammelnde Harz pathologischen Ursprungs wird als „Wundharz“ betrachtet (s. das zitierte Werk von Tschirsch), welches dazu berufen ist, die Verletzungen des Baumes zu schliessen und ihn dadurch von äusseren schädlichen Angriffen von Pilzen und Bakterien zu schützen.

Die harzliefernden pflanzlichen Extrakte entstehen vor allem in der Rinde, aber auch tiefer, im eigentlichen Holz, und zwar entweder in den Harzgängen oder in den Parenchym- und Markstrahlzellen. Die Harzgänge können schysogenen oder lysigenen Ursprungs sein.

Was die Eigenschaften des dunklen Harzes anbelangt, findet man in der kohlenpetrographischen Literatur zahlreiche Widersprüche, aber auch viele übereinstimmende Beobachtungen.

H. Potonié [4] hält die dunklen Zellinklusionen des Holzparenchyms, die an den über Sequoiaschnitte 1899 veröffentlichten zwei Abbildungen sichtbar sind, für Gummi, während R. Potonié [5] 25 Jahre später in seiner Erläuterung zu denselben, von seinem Vater übernommenen, zwei Abbildungen jene Inklusionen als Harz bezeichnet.

R. Potonié [5] wies unter den ersten nach, dass das dunkle Harz in den üblichen organischen Lösungsmitteln unlöslich ist und es beim Erhitzen weder erweicht, noch geschmolzen werden kann.

Kirchheimer [6] unterscheidet das schwarze „Polymerharz“ des Parenchyms von dem hellgelben „echten“ Harz.

Bezüglich des Bitumengehaltes älterer und jüngerer Braunkohlen stellt Gothan [7] fest, dass die in jüngeren Kohlen vorwiegenden Koniferen weniger Harz erzeugen als in den älteren Kohlen vorherrschenden Dicotyledonen. Das Derivat des dunklen Harzes (d. h. der Melanoresinit), welches in den verhältnismässig harzarmen Sequoiaarten sowie im Cupressinoxylon-Typ vorzufinden ist, „ist nicht mehr reaktionsfähig“.

Stutzer [8] beschreibt ein Harz von brauner bis schwarzer Farbe karbonatisierter Braunkohle von Handlova. Gropp und Bode [9] gelingt es experimentell nachzuweisen, dass künstliche Verkohlungen bei 300 °C zum völligen Verschwinden der xylitischen Zellstruktur führt, wobei die eingeschlossenen Harzkörnchen erkenntlich bleiben, also keine sichtbare Änderung erleiden. Zur gleichen Zeit erwähnt Stach H. [10], dass sich Wachse und Harze bei 300 °C stark zu zersetzen beginnen.

Bis jetzt wurden demnach rezente (sogenannte pflanzliche) Harze bzw. deren morphologische sowie physikalisch-chemisch veränderte kohlenpetrographische Abkömmlinge voneinander gar nicht unterschieden. Dieser Schritt wurde erstmalig von Szádeczky [1] unternommen, der die Abkömmlinge des hellfarbigen (pathologischen) Harzes, Xantoresinit genannt, von denen des dunkel gefärbten sogenannten physiologischen Harzes mit dem Namen Melanoresinit voneinander sowie von den entsprechenden ursprünglichen, selbstverständlich noch weniger polymerisierten Pflanzenstoffen deutlich unterscheidet. Ebenfalls hat er als erster auf einen vermutlichen Gerbstoff- bzw. Phlobaphengehalt des Melanoresinit hingewiesen.



Es wird bei Szádeczky [11] nachgewiesen, dass „bei künstlichen Verkohlungsversuchen die an Sequoiaholz vorgenommen wurden, die höher polymerisierten Harzarten auch der mässigen Erhitzung widerstehen und bei unvollständiger Verkohlung strukturell erhalten bleiben.“

Das Entstehen von Fusit durch Waldbrände wird von Jurasky [12] und White [13] bezweifelt, da laut ihnen der Fusit (der sich fast ausschliesslich aus Koniferen bildet) noch immer Harz enthält (in schwarz gewordener Form); das bei der Bildung von Fusit durch Waldbrand hätte schmelzen müssen.

Edelstein [14] deutet die in der Glanzbraunkohle von Ajka nachgewiesene Opak- und Semiopaksubstanz als eine Art Tracheidenfüllstoff. Ihm zufolge werden auch die weniger dichten Markstrahlen manchmal ebenfalls durch Opaksubstanz in Form dunkler Stäbchen erfüllt. (Wir halten jene Substanz – an Hand mikroskopischer Aufnahmen von Edelstein – für Melanoresinit. S. Edelstein, I. c. Abb. 14, 15, 16).

Thiessen und Sprunk [15] haben ähnliche Meinung von der Opaksubstanz des Humodurits, wie Edelstein.

Ohara Kametaro [16] hält nach seinen mikrochemischen Untersuchungen die Tracheiden ausfüllende körnige Substanz für sich bei der Zersetzung bildenden Huminit. Cady [17] beschreibt aus Dünnschliffen elliptische Harz-Stäbe. In der von Thiessen und Sprunk übernommenen Mikrophotographie ist in den Längsparenchymzellen vorkommender Melanoresinit deutlich erkennbar.

Tasnádi-Kubacska [18] gelangt in seiner mit dem Ajkait sich befassenden Arbeit zu der Folgerung, dass der Ajkait kein Fichtenharz, sondern ein fossiles Kopal, also das Harz der Bedecktsamigen sei. Er unterstützt seine Annahme mit den Untersuchungen von Greguss [19], der in dem in der Glanzbraunkohle von Ajka nachgewiesenen *Podocarpoxylon ajkaense* keine Harzgänge gefunden hat, sondern wie er schreibt: „die neben den Markstrahlen befindlichen Harzparenchymzellen sind mit Harz ausgefüllt, was dem normalen physiologischen Harz der Koniferen entspricht“.

Diese Parenchymzellausfüllungen werden von Edelstein [14] für Opaksubstanz und von uns für Melanoresinit gehalten.

Die Auffassung von Tasnádi-Kubacska wurde mit den pollenanalytischen Untersuchungen Góczáns unterstützt. Góczán wies im Jahre 1955 in der Glanzbraunkohle aus der Oberen-Kreide von Ajka die Pollen von Kopal produzierenden Pflanzen nach.

Szádeczky [1] wies nach, dass der Melanoresinit in Alkohol und Benzol unlöslich ist. Zugleich weist er in der Literatur als erster darauf hin, dass der Melanoresinit aus den schon ursprünglich dunkelbräunlichen oder rostbraunen Harz-, bzw. gerbstoffhaltigen Harzkügelchen der Längsparenchymzellen und Markstrahlen der Koniferen abstammt, weiterhin „dass der Melanoresinit ursprünglich vermutlich mit pflanzlichen Farbstoffen, z. B. mit Gerbstoff- oder Phlobaphensubstanzen gefärbtes, verunreinigtes Harz sei.“ Kräusel [20] weist ebenfalls nach, dass das dunkle Harz, bzw. sein Abkömmling in der Kohle unlöslich ist.

Entgegen den Vorbenannten schreibt Jacob [21] von dem Melanoresinit, „dass er sich von dem rezenten Koniferenharz kaum unterscheidet“.

In der Melanoresinitfrage haben sich also folgende Auffassungen geformt:

1. Der kohlenpetrographische Abkömmling des dunklen Harzes, also der Melanoresinit ist kein echtes Harz;
2. Ist überhaupt kein Harz, sondern Huminit;
3. Der Melanoresinit unterscheidet sich kaum von dem rezenten Koniferenharz.

Die Frage des dunklen Harzes, d. h. des Melanoresinit beschäftigt oft die Forscher.

Die Forscher sind grösstenteils einig, dass der Melanoresinit kein reaktionsfähiges Harz ist. Es sind auch mehrere, die nachweisen, dass er unlöslich und unerschmelzbar ist. Der Xantoresinit, der sich – wenn auch manchmal nur teilweise – lösen und verschmelzen lässt, wird aber von jeden für ein typisches Harz gehalten.

Nach unseren jetzt zu besprechenden Untersuchungen ist weder das sogenannte dunkle (physiologische) Harz der Pflanzen (Koniferen), noch dessen Abkömmling in der Kohle, der Melanoresinit, ein Harz. Das soll hier von uns mit den folgenden prinzipiellen Feststellungen unterstützt werden.

1. Nach unseren Untersuchungen an ungarischen Braunkohlen ist der typische Melanoresinit ohne Xantoresinit hauptsächlich (oder vielleicht ausschliesslich) in den relativ wenig Harz produzierenden Taxodialen (wie *Taxodium*, *Glyptostrobus* und *Sequoia*) zu finden. (Z. B. in den miozänen Braunkohlenvorkommen bei Várpalota, Hidas, Szentgál, Sajó-Tal, usw.)

2. Wir weisen in unseren Untersuchungen ausser dem Melano- und Xantoresinit, welche mikroskopisch nachweisbare Gemengteile sind, ein extrahierbares, aber an keine mikroskopische Form gebundenes Harz (genauer Bitumen) auch nach, in dem Xylit von der Zeche Percees, Baross Schacht. Dieses Harz durchtränkt die Kohle-Grundmasse und ist in dieser fein verteilt.

Wenn aber die Grundmasse durchtränkendes, extrahierbares und verschmelzbares Harz in derselben Probe seine Harzeigenschaften behalten hat, warum hat diese der Melanoresinit nicht behalten, wenn er ursprünglich auch ein Harz gewesen ist?

3. Es zeigt sich in der botanischen Interpretation auch in der Hinsicht ein Widerspruch, wieso der Xantoresinit, welcher leichter an die Oberfläche der Pflanzen gelangen und sich demzufolge leichter oxydieren kann, seine hellgelbe Farbe trotzdem behält, während das von der Rinde relativ entfernte physiologische Harz der Parenchym- bzw. Markstrahlzellen, das dadurch vor oxydativen Einflüssen weit mehr geschont sein müsste, von dunkelbrauner Farbe ist, wo doch ansonsten eben das nicht oxydierte Harz hell zu bleiben pflegt.

D a h m s [22] hat auch experimentell nachgewiesen, dass bei der Oxydation der Bernsteine von aussen nach innen dunkler und rissig wird und schrumpft. Die Farben der zwei Harz-Arten sollten also gerade umgekehrt auftreten: das physiologische Harz sollte heller und das pathologische Harz dunkler sein. Die dunklere Farbe des physiologischen Harzes könnte damit erklärt werden, dass diese schon von kleinerer Mengen Phlobaphen-Substanz hervorgeufen sein kann. Tatsächlich kann diese Möglichkeit in einzelnen Fällen bestehen, es ist aber fraglich, warum eben nur der Melanoresinit mit Phlobaphen-

stoff verunreinigt die Farbe des Melanoresinits verdunkelnd würde, warum kommt das nicht wenigstens, manchmal bei dem Xantoresinit vor, besonders bei dem gemeinsamen Vorkommen dieser zwei Harzarten?

Aus diesem Grunde soll eben mit ausführlichen Untersuchungen des Melanoresinits entschieden werden, was das echte und was das unechte Harz sei. Es soll weiterhin auch festgestellt werden, ob sich das echte und das polymerisierte – für reaktionsunfähig gehaltene Harz: der Melanoresinit, nur in ihren Löslichkeits – und Schmelzeigenschaften voneinander unterscheiden, oder ob eine grössere Differenz zwischen beiden besteht?

Diese Fragen zu klären sollte aber vor allem der Begriff des Harzes, bzw. dessen kohlenpetrographischen Abkömmlings umgrenzt werden. Es ist auffallend, dass die präzise Definition dieses allgemein benutzten Begriffes weder von der kohlenpetrographischen, noch von der kohlenchemischen und pflanzenphysiologischen Literatur gegeben werden konnte, obgleich viele sich damit befassende Arbeiten erschienen sind.

Die in den Arbeiten von Staedeler [23], Muck [24], Paech und Tracey [25], Dischendorfer [26], Tomkeieff [27] gegebenen Definitionen zeigen, dass die mit Zahlenwerten kaum unterstützte Definition des Harz-Begriffes ziemlich labil ist, und dass die Harze hauptsächlich durch im praktischen Leben ausgebildeten Forderungen charakterisiert sind. (Z. B. Lack-Bildung, eine kleinere-grössere Löslichkeit in organischen Lösungsmitteln, Erweichen beim Erhitzen ohne scharfen Schmelzpunkt, die röntgenamorphe Eigenschaft, usw.).

Da also der Harz-Begriff in der kohlenpetrographischen Literatur nur mit allgemeinen Eigenschaften charakterisiert ist, schien es uns nötig zu versuchen, den Begriff der kohlenpetrographischen Abkömmlinge des Harzes besser als bisher zu umgrenzen.

Wir haben deshalb mit der Anwendung von Literaturdaten versucht, die bisher gebrauchte, ziemlich labile Harz-Charakterisierung mit allgemein brauchbaren Zahlenwerten auf die fossilen Harze auszudehnen.

Wir haben die Literaturdaten von Doelter [28], Helm [29], Müller – Neuglück [30], Plonait [31], Staedeler [23], Steinbrecher [32], Szádeczky [11], Tasnádi-Kubacska [18], Zsivny – Tóth [33], und von Haagen-Smit [34] benutzt.

Da das Hauptziel dieser Arbeit die Melanoresinitfrage sein soll, möchten wir im Anschluss an diese vorerwähnte Harz-Definitionsfrage ganz kurz nur folgendes bemerken: Es war mit der Untersuchung der Literaturangaben allgemein nachweisbar, dass

1. das spezifische Gewicht der fossilen Harze unter 1,2 liegt (von einigen unsicheren Ausnahmen abgesehen);
2. ihr Wasserstoffgehalt über 50–60 Atomprozenten liegt;
3. sie in organischen Lösungsmitteln mehr oder minder löslich sind (es gibt aber zwischen ihnen auch unlösliche);
4. sie mit relativ wenigen Ausnahmen bis 400 °C erweichen, bzw. schmelzen.

Wir haben die Elementaranalysendaten der Harze in Atomprozent umgerechnet und in das Dreieck-Diagramm aufgetragen. Wir haben die bei der Oxydation des Bernsteines und bei der Verwitterung des Simetits sich bildenden Produkte, die Harze mit extremer Zusammensetzung (mit dem niedrig-



sten und höchsten Wasserstoff-, Sauerstoff- und Kohlenstoffgehalt) um die Umgrenzung des Gebietes der Harze zu erhalten, sowie die Harze von den verschiedenen geologischen Alter und einige Terpene bzw. die mit ihnen verwandten Verbindungen der rezenten Koniferen dargestellt (Abb. 1.).

Aus dem Diagramm geht hervor, dass der grösste Teil der Terpene (und der verwandten Verbindungen) mehr als 60 Atomprozent Wasserstoffgehalt haben, und dass der Wasserstoffgehalt der fossilen Harze zwischen 50 und 60 Atomprozent liegt. Es ist beweisbar, dass die von Szádeczky [11] bei 50 Atomprozent Wasserstoff nachgewiesene, sogenannte „Schonzone“ weder von dem bei der Verwitterung des Simitits sich bildenden Produkt (im Diagramm 5→6→7), noch von dem geologisch ältesten Steinkohlenharz überschritten wird. (In dem Diagramm mit einem schwarzen Punkt bezeichnete 9.).

Wir haben also in den oben erwähnten Untersuchungen nachgewiesen, dass die natürlichen fossilen Harze in die sogenannte Bituminit Hauptgruppe der Kohlungemengteile von Szádeczky [11] sich vollständig einreihen lassen.

Vor der Bestimmung der Eigenschaften des Melanoresinitis müssten wir zuerst die Trennung des Melanoresinitis in reiner Form lösen.

Wir haben festgestellt, dass bei der Trennung zwei Methoden in Frage kommen können:

1. Die Mazerationsmethode, welche auf der selektiven Zerlegung der Gemengteile durch oxydierende Verbindungen beruht;

2. Die sogenannte physikalische Trennung, beruhend auf den physikalisch-chemischen Differenzen, also spezifisches Gewicht, Härte, usw. der Gemengteile.

Wir haben nachgewiesen, dass die Mazerationsmethode nur für die Absonderung solcher Gemengteile für physikalisch-chemische Untersuchungen geeignet ist, welche mit den gebrauchten Verbindungen praktisch nicht in Reaktion treten. In den Kohlen gibt es aber sehr wenig solche Gemengteile. Da die bei der Mazeration verwendeten Oxydationsmittel sehr stark wirken, kommen in erster Linie nur die physikalischen Methoden bei der Trennung der Gemengteile für physikalisch-chemische Untersuchungen infrage.

Wir haben für die Absonderung des Melanoresinitis eine xylitische Braunkohle aus dem Miozän von der Zeche Pereces gewählt, und mit mikroskopischen Kontrollen darauf geachtet, dass die gewählte Probe ein an Melanoresinit reicher Koniferen-Xylit sei, in welchem ausser dem Melanoresinit keine anderen figurierten Gemengteile (in erster Linie gelbe Harze) zu finden seien. (Abb. 2.).

Da wir anfangs den Melanoresinit für ein echtes Harz gehalten haben, und da Szádeczky [1] die grosse Widerstandsfähigkeit des Melanoresinitis nachgewiesen, und da er durch Mazeration eine an Melanoresinit angereicherte Fraktion bekommen hat, war es für uns zweckdienlich die Separation des Melanoresinitis durch Mazeration zu versuchen.

Wir haben also die Mazerationsfähigkeit der Kohle bei der Salpetersäure durchgeführten Oxydation, und deren Einfluss auf den Melanoresinit untersucht. Wir haben Oxydationsversuche mit Salpetersäure steigender Konzentration durchgeführt und für die Auflösung des oxydierten Produktes Kaliumhydroxid von steigender Konzentration benutzt. In unseren Untersuchungen haben wir folgendes feststellen können. Bei der Oxydation mit Salpetersäure kleinerer Konzentration haben wir nur ein spärliches laugelösliches Produkt

gewonnen, der Melanoresinit war mit der huminitischen Grundmasse sehr verunreinigt, wir konnten keine grössere Anreicherung des Melanoresinit beobachtet. Mit Salpetersäure grösserer Konzentration (bis 60%) konnten wir eine natürlich immer lebhafter werdende Oxydation bemerken, bei der Auflösung des oxydierten Produktes in Kalilauge hat sich die ganze Substanz, auch der Melanoresinit aufgelöst. Wir haben durch diese Untersuchungen festgestellt, dass der Melanoresinit sich gegen oxydative Einwirkungen ähnlich wie die Huminite verhält.

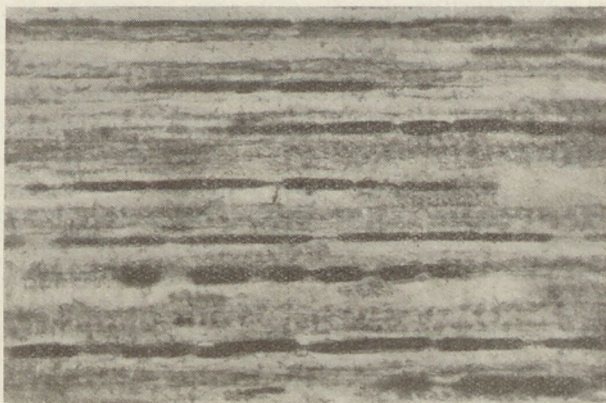


Abb. 2. Koniferen-Xylit mit Melanoresinit. Zeche-Peréces, Baross Schacht. Vergrösserung: 93×

Da wir durch Mazeration keinen reinen Melanoresinit separieren konnten, haben wir Separationsversuche nach dem spezifischen Gewicht durchgeführt. Wir haben festgestellt, dass bei den physikalischen Separationsmethoden einer der wichtigsten Punkte das Aufschliessen der Kohle auf die erwünschte Korngrösse, sowie die Auswahl der geeigneten Schwerflüssigkeit ist. Bei einer grösseren Korngrösse lassen sich die Gemengteile schlecht trennen, bei abnehmender Korngrösse treten mit einigen Schwerflüssigkeiten solche unerwünschten Oberflächen- (Adsorptions-) Erscheinungen auf, welche die Separation erschweren, oder unmöglich machen.

Wir haben nachgewiesen, dass die ideale Korngrösse der Kohle für Separation des Melanoresinit bei  $60 \mu$  liegt.

Wir haben Trennversuche mit verschiedenen Schwerflüssigkeiten und Schwerflüssigkeitsmischungen durchgeführt. Die Separation des Melanoresinit ist in einem Gemisch von Bromoform + Alkohol mit einem spezifischen Gewicht von 1,40 gelungen. Wir haben die aufgeschwommenen und schwebenden Melanoresinitkörnchen mit einer Pipette herausgehoben und auf Glassichter gesammelt. Da bei den Vorversuchen der Melanoresinit in den üblichen organischen Lösungsmitteln sich als unlöslich gezeigt hat, haben wir ihn auf dem Trichter mit wenig Alkohol gewaschen. Wir haben die Reinheit des gewonnenen Melanoresinit unter dem Mikroskop stetig kontrolliert. Der separierte und für die Analysen verwendete Melanoresinit war durchschnittlich zu 94–96% rein.

Da es aus der Literatur bekannt ist, dass das Entfernen der Schwerflüchtigkeit aus der Kohle nie vollständig ist (sogar beim Trocknen bei höheren Temperaturen nicht), haben wir den auspräparierten Melanoresinit im Vakuum bis Gewichtsbeständigkeit getrocknet und den Gehalt des adsorbierten Bromoformes nach O e s t e r l i n [35] bestimmt. Der Gehalt des adsorbierten Bromoformes war 11,44 Gew. %, mit welchem wir bei den Analysen gerechnet haben.

Die Analysenergebnisse umgerechnet auf Bromoform- und aschenfreien Melanoresinit sind folgende:

1. Elementaranalyse:	Kohlenstoff	64,76 Gew. %
	Wasserstoff	5,66 „
	Sauerstoff	
	(+Schwefel + Stickstoff)	29,58 „
		<hr/>
		100,00 Gew. %
in Atomprozenten:	Kohlenstoff	41,82 Atom %
	Wasserstoff	43,91 Atom %
	Sauerstoff	
	(+Schwefel + Stickstoff)	14,27 Atom %
		<hr/>
		100,00 Atom %

Der Aschengehalt des (Wasser- u.) Bromoformfreien Melanoresinitis ist durchschnittlich 3,12 Gew. %.

2. Das spezifische Gewicht des bromoform- und aschenfreien Melanoresinitis ist bei 20 °C 1,269.

3. Der Brechungsindex, bestimmt mit der Methode von B e c k e, ist bei 20 °C 1,64.

4. Löslichkeit: Der Melanoresinit ist in den üblichen polaren und apolaren Lösungsmitteln auch bei dem Siedepunkt des Lösungsmittels unlöslich. Er lässt sich in warmen Laugen auch nicht lösen, wird aber dunkler, später opak. In konzentrierter Salpetersäure und Wasserstoffperoxyd wird er hell, nach der Oxydation löst er sich in Laugen. Wir haben die Löslichkeitsbetimmungen teils mit Makro-, teils mit Mikromengen, diese auf dem Koffler-Tisch, durchgeführt.

5. Auf dem Koffler-Tisch erwärmt, erweicht, oder schmilzt der Melanoresinit bis 360 °C nicht.

6. Der Melanoresinit ist röntgenamorph, ist zwischen gekreuzten Nicols isotrop und luminisiert nicht.

Wenn wir die Daten der Elementaranalyse in Atomprozenten umgerechnet in das Dreieck-Diagramm nach S z á d e c z k y [11] auftragen, können wir folgendes bemerken:

1. Der Melanoresinit befindet sich zwischen den aromatischen Verbindungen, ganz in der Nähe der zweiwertigen Phenole; (Abb. 3.).

2. Befindet sich zwischen den Kohlegemengteilen in der Mitte der Huminitzone; (Abb. 4.).

3. Der Melanoresinit befindet sich an der Inkohlungskurve ungefähr wo die Erdbraunkohle ist; (Abb. 5.).

4. Der Zusammenhang zwischen dem spezifischen Gewicht und dem Wasserstoffgehalt des Melanoresinitis entspricht jenem von F r a n k l i n [36]

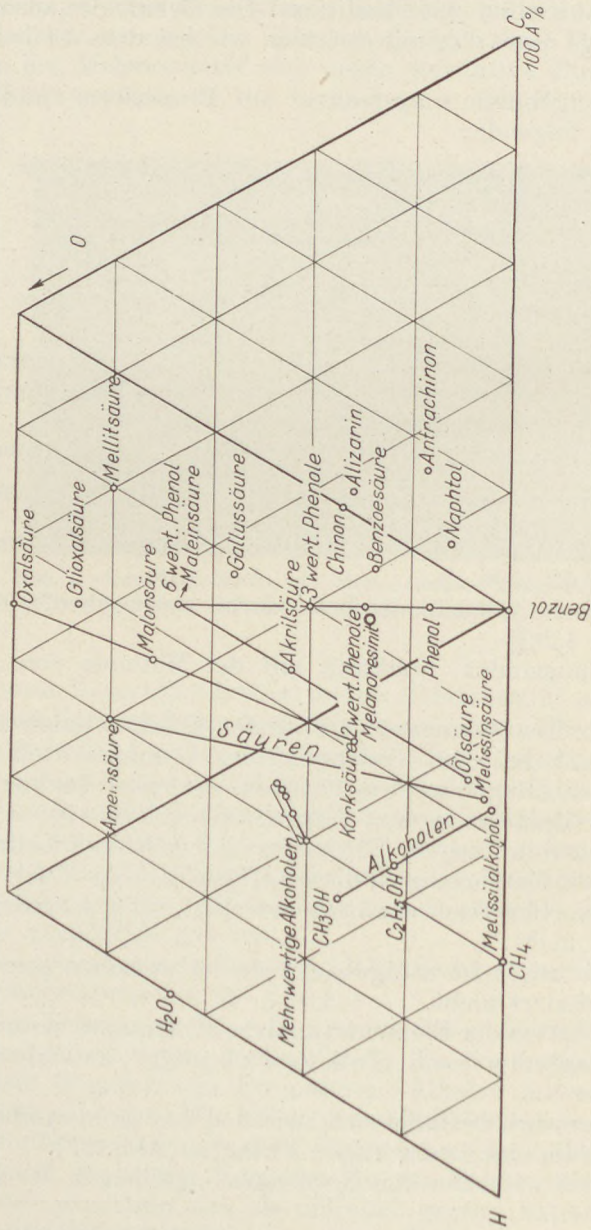


Abb. 3. Der Melanoresinit und die wichtigsten organischen Verbindungen, teils nach Szádeczky.



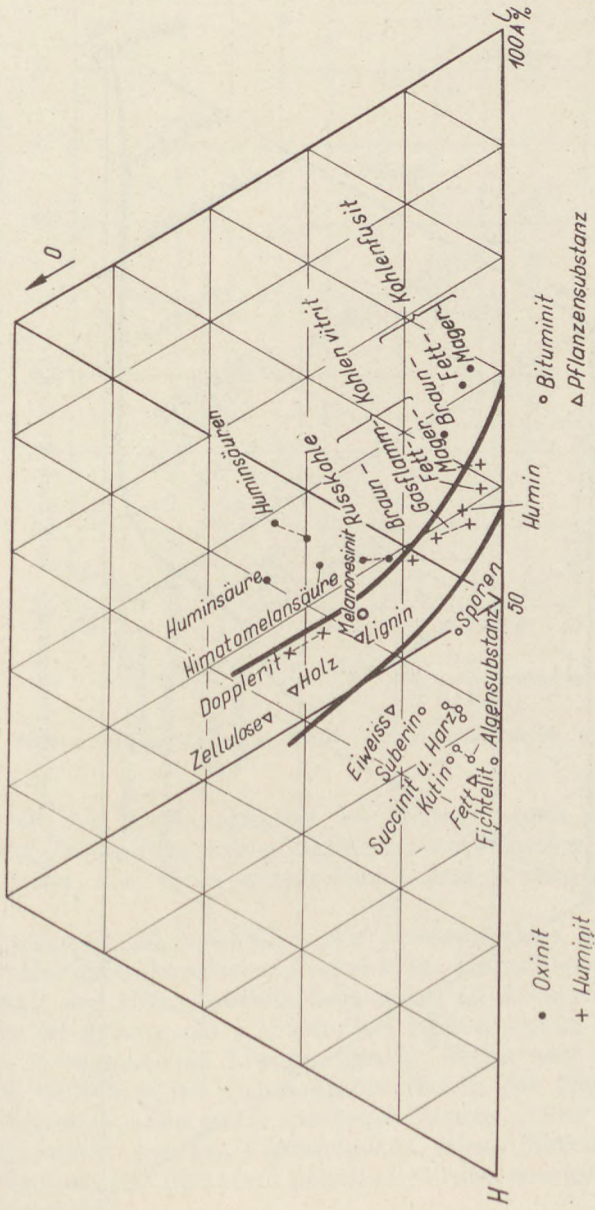


Abb. 4. Der Melanoresinit, die wichtigsten Kohlenarten und Kohlenmengenteile, teils nach Szádeczký.

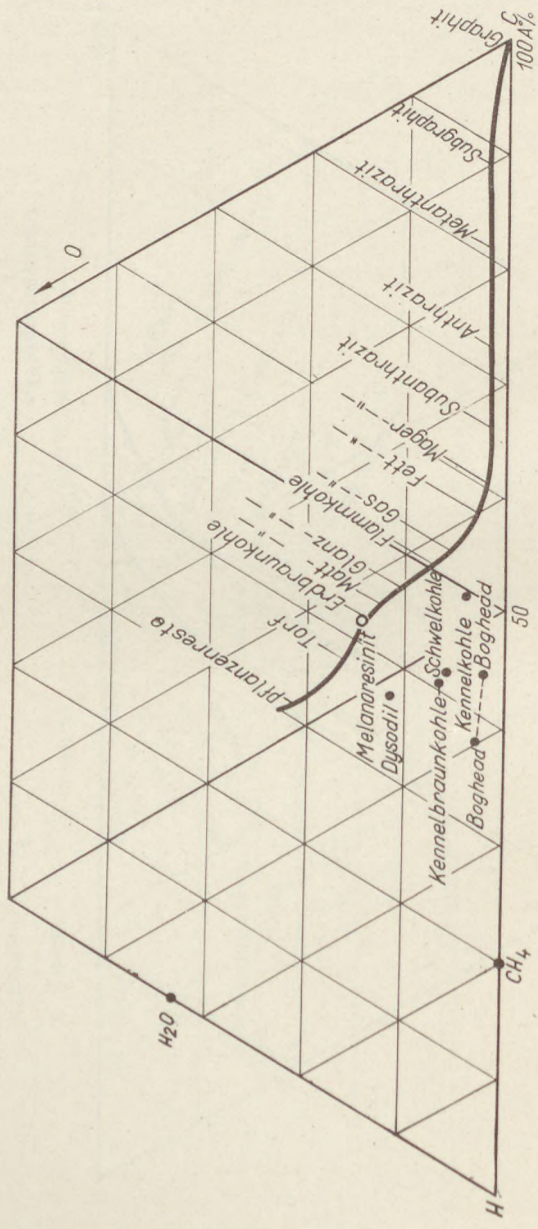


Abb. 5. Die Inkohlungskurve nach Szádeczky.

aufgestellten Zusammenhang. Der Melanoresinit befindet sich in dem Franklin'schen Diagramm dort, wo die Kohlen sind; (Abb. 6.).

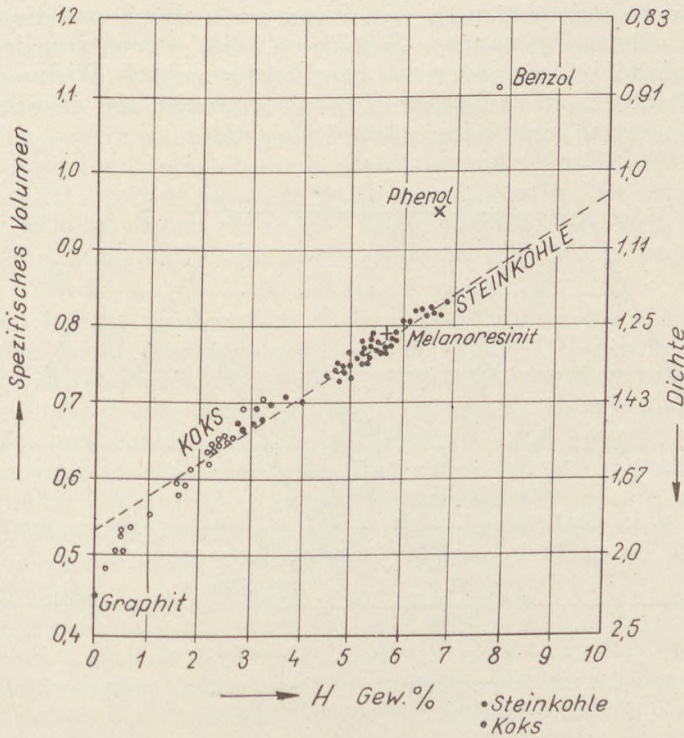


Abb. 6. Zusammenhang zwischen Dichte und H-Gehalt nach Franklin.

5. Wenn wir den Brechungsindex des Melanoresinit's abhängig von seiner elementaren Zusammensetzung eingehend untersuchen, können wir feststellen, dass er an der Linie entsprechend dem Brechungsindex 1,6 liegt (Abb. 7.).

Die vorerwähnten Eigenschaften des Melanoresinit's, unter Berücksichtigung unserer Harzcharakterisierung, sind keine Harzeigenschaften, denn der Wasserstoffgehalt des Melanoresinit's liegt unter 50 Atomprozent, sein spezifisches Gewicht ist grösser als 1,2, schmilzt oder erweicht bis 360 °C nicht, löst sich nicht in organischen Lösungsmitteln. Wenn also der Melanoresinit ein Harz wäre, sollten seine Eigenschaften diesen des Harzes entsprechen.

Der Melanoresinit kann unter Berücksichtigung seiner elementaren Zusammensetzung, seinen weiteren Eigenschaften, seines Platzes in dem Dreieck-Diagramm nicht mehr für Bituminite gehalten werden, sondern für einen huminitischen Gemengteil.

Aus den vorerwähnten Eigenschaften des Melanoresinit's müssten wir folgern, dass er, bzw. sein Urstoff, das sogenannte physiologische, oder dunkle Harz auch in der lebenden Pflanze kein Harz sein konnte aus folgenden Gründen:

1. Es ist nicht möglich, oder zumindest ist es schwer vorstellbar, dass ein solcher chemischer Prozess während der Diagenese und der Inkohlung das ursprüngliche Harz bis zu der vorerwähnten Zusammensetzung des Melanoresinitis verändern könnte. Wir weisen noch einmal auf die von Szádeczky erwähnte sogenannte „Schonzone“ hin, welche von den Gemengteilen (Bituminiten) nicht, oder nur sehr schwer, durch Wirkung grösseren Druckes und intensiver endogener Kräfte durchschritten werden kann. In unserem Falle zeigen sich keine solchen Ursachen.

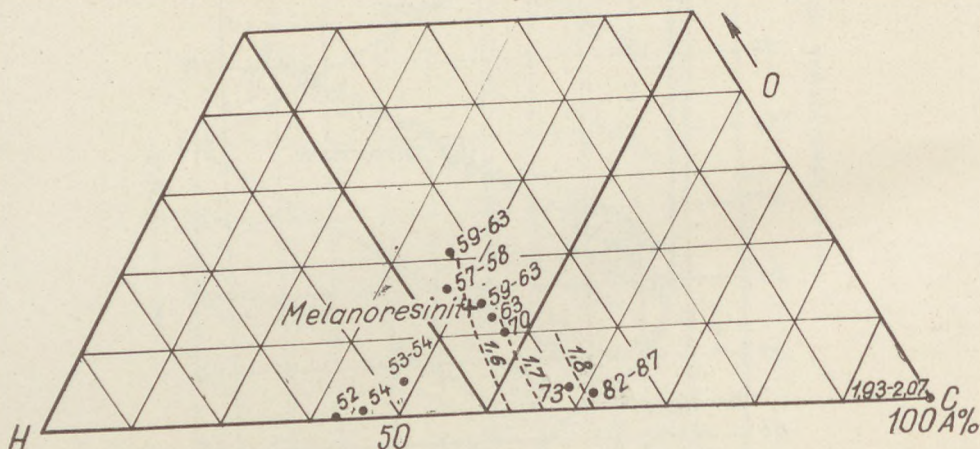


Abb. 7. Brechungsindex des Melanoresinitis in der Funktion der elementaren Zusammensetzung, teils nach Szádeczky.

2. Nach den Untersuchungen von Dahms [22] und Plonait [31] ist die verwitterte Kruste des Bernsteines entsprechend unserem vorerwähnten Konzept noch immer als Harz zu bezeichnen. (Der Wasserstoffgehalt des verwitterten Bernsteines ist noch immer 56, bzw. 55 Atomprozent).

3. Die Reihenfolge der Zersetzung der pflanzlichen Gewebeelemente ist nach Gapejev [37] die folgende: es zersetzt sich während der Diagenese am leichtesten das Protoplasma, danach die Fette, die Zellulose, die Hemizellulose und das Lignin. Am schwersten zersetzen sich die Kutikula, die Sporen, das Wachs und das Harz. Die beiden letzteren können viel länger unzersetzt bleiben, nachdem die angeführten sich schon lange zersetzt haben. In der von uns untersuchten Kohle ist die Zellulose an Hand der Doppelbrechung noch immer nachweisbar, demnach dürfte die Umwandlung des Harzes nicht eintreten.

4. Es ist möglich aus der Ausgangskohle ein lösliches und sich erweichendes Harz zu extrahieren. Wenn beide Produkte, nämlich der Melanoresinit und das echte Harz schon im Anfang Harze gewesen wären, sollten beide gleiche, bzw. ähnliche Veränderungen erleiden. Auf diese Art sollten alle beide sich stark umwandeln, oder keines von beiden.

Wenn also der Melanoresinit kein Harz ist und auch kein Harz war, müssten wir untersuchen was für ein Stoff sein Ausgangsprodukt gewesen ist.

Der Melanoresinit kommt in den Längsparenchym- und Markstrahlzellen der Koniferen, oder den aus diesen entstandenen Xyliten vor. Der Melanoresinit und der an mikroskopische Form gebundene Xantoresinit sind in den typischen miozänen Xyliten Ungarns selten zusammen zu finden. (Zusammenkommen sie in dem von Szádeczky erwähnten pathologischen Koniferen-Xylit vor). In einigen typischen Resinoxyliten z. B. Felsőnyárád [38], wird die Farbe der mit Harz fein durchtränkten Gewebe stark hell, der Xantoresinit kommt aber in mikroskopischer Form nicht vor. Ihr gemeinsames Vorkommen ist eher nur in einigen periblastischen und xylovitritischen Typen zu beobachten, z. B. in den Abkömmlingen der Harzgalle (Brennberg, István-Schacht), in welchen neben etwa 30% Melanoresinit etwa 70% Spulen- und rollenförmiger Xantoresinit von annähernd gleicher Grösse und Form vorkommt.

Trotzdem ist das gemeinsame Vorkommen dieser zwei Gemengteile in den Harzgallen nicht gesetzmässig, und es sind oft Harzgallen zu finden, welche keinen Melanoresinit enthalten. (Es sei hier speziell die aus winkligen Harzkörnchen bestehende Harzgalle erwähnt, welche eher in den liptobiolithischen Typen vorkommt, z. B. bei Jákfalva). Hier soll bemerkt werden, dass dem Melanoresinit morphologisch ähnliche (aber natürlich anderen genetischen Ursprungs) Gemengteile zuweilen in der Flammkohle aus dem Karbon des Donetz-Beckens zu finden sind. Diese Gemengteile sind von Jablakov und Zemtschuznikov [39] für „vitritische Körper, unbekannter Herkunft“ gehalten.

Der früher nachgewiesene Antagonismus zwischen dem Melano- und Xantoresinit in den typischen Xyliten ist aber nur scheinbar. Der Melanoresinit, wie wir früher erwähnt haben, kommt hauptsächlich in den Taxodialen vor. Wie bekannt haben die Sequoiaarten (und die übrigen anderen Gattungen der Taxodialen: wie *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*) keine Harzgänge [40], bei diesen nimmt man die Harzbildung in den Längsparenchymzellen an. Indem die Anhäufung des Harzes in Harzgängen bei den Sequoiaarten (allgemein bei den Taxodialen) aus dem erwähnten Grund nicht möglich ist, produzieren diese Bäume weniger Harz und in der aus ihnen gebildeten Kohle ist der Xantoresinit ohne mikroskopische Form, oder in mikroskopischer Form nur selten zu finden. Der Xantoresinit durchtränkt in diesen Fällen die Kohlegrundmasse und kommt fein dispergiert vor. Der Xantoresinit kommt als selbständiger Gemengteil vor allem in den Kohlen vor, welche sich aus den mit Harzgängen schon versehenen *Pinus*, *Picea*, *Pseudotsuga* und *Larix*-Arten gebildet haben. Da die letzteren Kernholz bildende Bäume sind und Gerbstoffe, bzw. Phlobaphene produzieren, kann der Xantoresinit – insbesondere in den Harzgallen – von dem Melanoresinit begleitet werden.

Es war also nötig, solches, rezente Material zu untersuchen, welches der kohlenliefernden Ur-Sequoia am besten entspricht und auch dem Melanoresinit entsprechende Zellausfüllungen enthält. Zwei solche Sequoia-Arten sind in Frage gekommen: die im Jahre 1944 in China entdeckte *Metasequoia glyptostroboides* und die *Sequoia sempervirens*. Wir haben für diese Untersuchungen der zwei Holzarten einige Stücke ihrer Stämme bekommen.

Die zu den Untersuchungen nötigen Schnitte wurden trocken verfertigt.

Die Untersuchungen zeigten kurz zusammengefasst folgendes:

Dem Ausgangsstoff des Melanoresinitis entsprechende dunkle Zellausfüllungen kommen nur in den Holzparenchym- und Markstrahlzellen des Kernholzes vor, in dem Splint sind sie nicht zu finden. Wir haben die dunklen Zellausfüllungen unter Mikroskop mit den mikrochemischen Methoden von Molisch [41] und Paech [25] untersucht. Wir haben nachgewiesen, dass der Stoff der dunkelbraunroten Zellausfüllungen unlösliche, kondensierte Gerbstoffprodukte, und zwar Phlobaphene, sind. Bis der Melanoresinit sich in dem Dreieck-Diagramm neben den zweiwertigen Phenolen zwischen den Pflanzenphenolen in der Huminitzone (in der Nähe der Katechine) befindet, befinden sich die hydrolysierbaren Gerbstoffe, die Katechine und ihre Kondensationsprodukte im Gebiet der Oxynite (Abb. 8.).

Wir haben also nachgewiesen, dass unser auspräparierter Melanoresinit im wesentlichen solch ein Phlobaphenstoff ist, welcher die typische oxynitische Zusammensetzung noch nicht erreicht hat.

Mit diesen Feststellungen hat sich die kohlenpetrographische und paläobotanische Rolle des Melanoresinitis ganz and gar verändert.

Wir haben bei der Untersuchung der rezenten *Metasequoia glyptostroboides* und *Sequoia sempervirens* beobachtet, dass der Phlobaphenstoff nur in dem Kernholz, in der Nähe der Spätzone vorkommt. Es ist auch in einigen Braunkohlen-Querschliffen zu beobachten, dass der Melanoresinit im allgemeinen in dem letzten Drittel der Frühzone, in der Nähe der Spätzone vorkommen pflegt. (Z. B. in der Braunkohle von Szápár). Das ist übrigens an den Xylit-Mikrophotographien von Jurasky [42] auch zu beobachten.

Wir haben schon darauf hingewiesen, dass das Vorkommen des Melanoresinitis ohne Xantoresinit in Xyliten für die ungarischen Braunkohlen miozänen (und teilweise pliozänen) Alters in den bisher untersuchten Vorkommen, so im Falle von Várpalota, Herend, Szentgál, Hidas, Zeche Petőfi, Rózsaszentmárton, Kőszeg-Pogányvölgy charakteristisch ist. Tuzson [43], Hollendoner [44] und Haraszty [45, 46, 47, 48] haben durch xylotomische Untersuchungen nachgewiesen, dass das Ausgangsmaterial der angeführten Braunkohlenvorkommen sich (fast ausschliesslich) aus Taxodialen gebildet hat. So ist die Braunkohle von Várpalota nach Sárkány [49] aus *Sequoia langsdorffii*, die allochtone Braunkohle von Herend-Szentgál nach Haraszty [48] vorwiegend aus den ehemaligen Wäldern von *Taxodioxydon gypsaceum* und *Taxodioxydon taxodii* entstanden. In diesem Vorkommen hat er Cupressinoxylon und Palmoxydon auch nachgewiesen. Eine sehr wertvolle Erkenntnis von ihm ist ein Rest von einer Betula-Rinde. Gleichfalls nach den Untersuchungen von Haraszty ist es bekannt, dass die Braunkohle von Hidas aus *Taxodium*, *Glyptostrobos* und *Sequoia*, die Braunkohle von Petőfi-Schacht, Rózsaszentmárton aus *Taxodioxydon gypsaceum* (*Sequoia*) entstanden sind. In dem Xylit von Kőszeg-Pogányvölgy hat Hollendoner *Taxodioxydon taxodii* nachgewiesen.

Es ist charakteristisch für die ungarischen miozänen Xylite, dass es in diesen immer Melanoresinit gibt. Szádeczky [11] und wir haben in Hunderten von Dünnschliffen keinen Xylit ohne Melanoresinit gefunden.

Es ist bekannt, dass es Bäume mit Kernholz und ohne Kernholz gibt. Die Bäume, die Kernholz nicht bilden, sind die sogenannten Splint-Bäume, es sind auch welche, die den Kern fakultativ bilden. Diese unterscheiden sich voneinander in vielen Beziehungen, in erster Linie, in ihrem Bestande. Nach

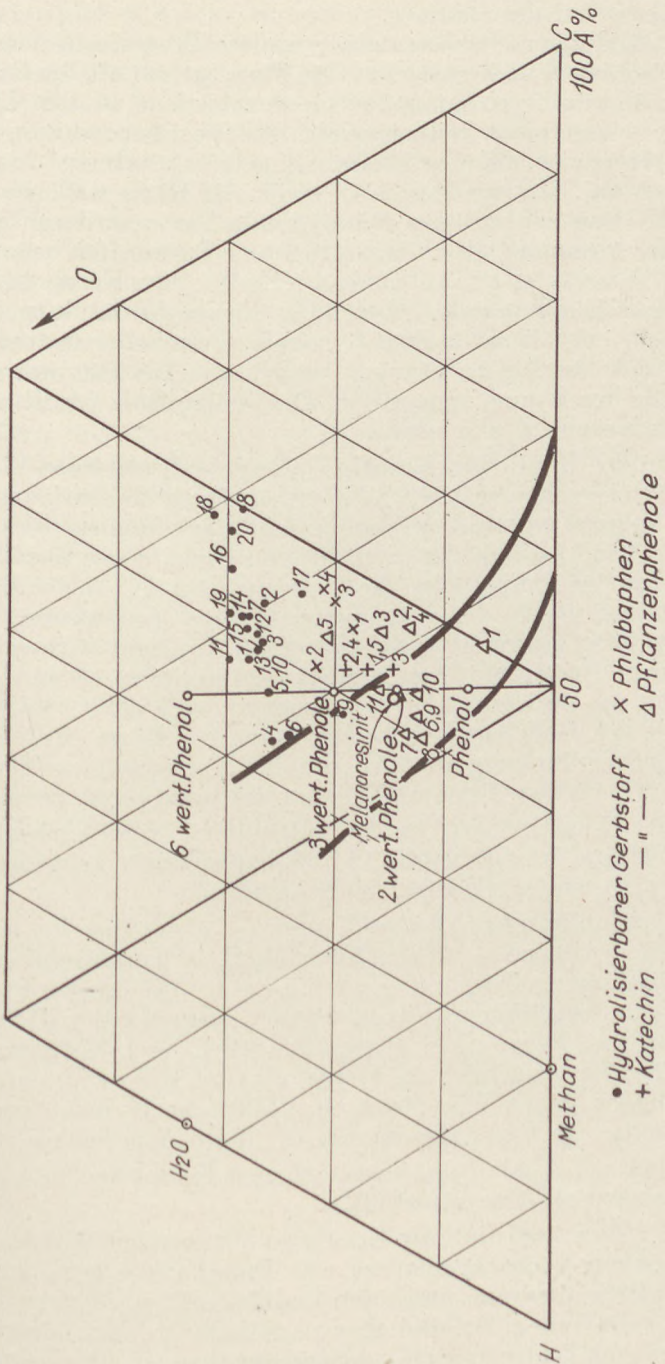


Abb. 8. Die Gerbstoffe, Phlobaphene und Pflanzenphenole in dem Dreieck-Diagramm.

Trendelenburg [50] ist der Splint der lebende, physiologisch aktive Teil von blasser Farbe und der Kern der schon nicht lebende, vom Splint umgebene, verdunkelte Teil des Baumes.

Bei der Kernbildung vollziehen sich besondere Prozesse in dem sterbenden Baum: z. B. bei den Koniferen nimmt der Wassergehalt ab, die Parenchymzellen sterben ab und in diesen sammeln sich verschiedene, in dem Lebensprozess der Pflanze schon nicht teilnehmende Stoffwechselprodukte, in erster Linie Gerbstoffe, Harz usw. an. (Gerbstoffe sammeln sich natürlich in dem Kern der Pinaceen auch an). Das spezifische Gewicht, die Härte und besonders die Haltbarkeit des Kernes wird grösser. Seine dunkle Farbe wird von in den Parenchymzellen sich ansammelnden Gerbstoffen und Farbstoffen hervorgerufen. Nach Frey - Wyssling [51] sind die Stoffe des Kernholzes ähnlich dem Lignin, chemisch miteinander verwandte Phenol-Verbindungen. Bis der blasse Splint Stärke enthält, ist in dem Kernholz schon keine zu finden. (Z. B. bei der Picea). Nach Forstbeobachtungen werden von Insekten nur die Stärke enthaltenden Teile der Bäume angegriffen. Das weisse Holz ist oft von Insekten befallen, das Kernholz sehr selten.

In dem Kern der Koniferen sammeln sich solche besonderen Phenol-Verbindungen an, welche schon in kleiner Konzentration sehr starke Antibiotika sind und welche in ganz grosser Verdünnung sehr stark fungicid wirken. Solche Stoffe sind nach Ruhland [52] z. B. in den Pinus-Arten das Pinosylvin, in den Thuja-Arten das Thujaplicin. Die Untersuchung der Antibiotika pflanzlichen Ursprungs hat sich in den vergangenen Jahren sprungweise entwickelt. Es ist schon bis jetzt gelungen, viele baktericid, fungicid wirkende, für die einzelnen Pflanzen spezifische Verbindungen zu isolieren (Frey - Wyssling), welche in der Beziehung der Kohlengenesse auch nicht interesselos sein können. So wird das Gedeihen des holzzerstörenden Pilzes *Merulius lachrymans* schon in der Verdünnung 1:50,000 von dem Pinosylvin, und in der Verdünnung 1:100,000 von dem Monomethyläther des Pinosylvins gehemmt.

Der Kern der Koniferen wird an der Luft dunkel, diese Farbendunkelung ist auf die Oxydation der Gerbstoffe in Phlobaphenstoffe (allgemein auf die Oxydation der anwesenden Phenole) zurückzuführen.

Der Kern verdankt seinen Bestand, seine — gegenüber der mikrobiologischen Tätigkeit erwiesene — Widerstandsfähigkeit hauptsächlich eben den erwähnten Verbindungen. Trendelenburg's [50] Experimente bezeugen, dass von den künstlichen Pilzinfektionen ausgesetzten Holzteilen der Kern an der Luft von Pilzen nicht angegriffen wird. Nach Entfernen der wasserlöslichen Stoffe (hauptsächlich der Gerbstoffe) des Kernes nimmt aber seine Widerstandsfähigkeit gegen Pilze stark ab. Praktische Beobachtungen beweisen, dass je dunkler die Farbe des Kernes ist, desto dauerhafter ist derselbe.

Nach Mader [53] sind die abgestorbenen Korkzellen mit Gerbstoffen und mit Phlobaphen-Stoffen ausgefüllt.

Nach Treiber [54] sind die Koniferen mit wenigen Ausnahmen (z. B. die Abies) sogenannte echte Kernhölzer. Die Taxodiales unter ihnen sind alle Kernhölzer. Zugleich aber sind unter den Laubhölzern verhältnismässig wenig echte Kernhölzer zu finden. Sie sind eher als fakultativ kernbildende bekannt. Kernbildend bzw. fakultativ kernbildend sind der *Quercus*, die *Castanea*, *Nyssa*, der *Acer*; keinen Kern bildet im allgemeinen z. B. die *Betula*.



Die Laubhölzer benehmen sich übrigens, wie dies von J a h n nachgewiesen wurde, in der Kernbildung in ganz extremer Weise: zwischen identischen Laubholzarten gibt es welche, die einmal normalen Kern, ein anderes Mal aber keinen Kern bilden. So bilden die kontinentalen Arten einer Gattung Kern, die atlantischen Gattungen dagegen nicht. Als Beispiel kann man die *Betula lutea* und die *Betula lenta* erwähnen, die einen Kern bilden, dagegen bilden die *Betula verrucosa* und die *Betula pubescens* keinen Kern.

Bezüglich des Gerbstoffgehaltes ist ein wesentlicher Unterschied zwischen der Rinde, dem Kern und dem Splint. Wir erwähnen nur einige der vielen Beispiele: der Kern der *Sequoia sempervirens* enthält nach Bergman — G n a m m [55] 12,2%, sein Splint aber 1,1% Gerbstoff. Zugleich enthält die Rinde des *Quercus* 9%, die des *Alnus* 8%, die des *Juglans* 5%, die des *Fagus* 3% Gerbstoff im Gegensatz zu ihrem Splint, in welchem ungefähr ein Zehntel der genannten Gerbstoffgehalte vorhanden ist.

Ähnlich wie der Kern ist demnach auch die Rinde — infolge ihrer grossen Gerbstoffgehaltes — sehr widerstandsfähig.

Der Kern und die Rinde enthalten also solche Substanzen, welche sie gegen die Schädigungen der Insekten, gegen mikrobiologisches Vermodern und gegen sonstige chemischen Eingriffe sehr widerstandsfähig machen.

Da wir bei unseren Untersuchungen der rezenten Koniferen erwiesen haben, dass die Phlobaphen-Zellausfüllungen nur in dem Kern vorkommen, in dem Splint aber nicht, sowie, dass weitere Daten darauf hinweisen, dass es keinen melanoresinitfreien Koniferen-Xylit gibt, kann es als wahrscheinlich angenommen werden, dass in den tertiären ungarischen Braunkohlen — wegen seiner grösseren Widerstandsfähigkeit — nur der Kern — und Rindenstoff des Baumes erhalten blieb.

Vielleicht ist es darauf zurückzuführen, dass worauf unter anderen S z á d e c z k y und V a d á s z hinwiesen — in den Kohlen unter dem Mikroskop keine (oder nur ausnahmsweise) grössere, zusammenhängende Laubholzgewebereste (also keine Schutzgewebereste) zu finden sind, obzwar die grosse Rolle der Laubhölzer in der Kohlenbildung mit den palynologischen Untersuchungen zweifellos zu erweisen ist. Nach S z á d e c z k y [11] ist bisher (echter) Laubholz-Xylit nur in verkieseltem Zustand im Ungarn vorgekommen.

Die Verbreitung der Gerbstoffe ist in der Pflanzenwelt sehr ausgedehnt [51, 56, 57]. Die Gerbstoffe konnten wahrscheinlich auch schon in der — geologisch — älteren Steinkohlenbildung, z. B. im Karbon, eine Rolle gespielt haben. Die Phlobaphen-Abkömmlinge der Gerbstoffe, die sogenannte Phlobaphenite, sind in der Glanzbraunkohle aus der oberen Kreide von Ajka als stärker inkohlte, oxynitische Abarten des Melanoresinit mit Bestimmtheit nachzuweisen. Dieser Phlobaphenit ist der beträchtliche Teil der von E d e l s t e i n [14] in der Ajkaer Kohle nachgewiesenen Opaksubstanz. Aus Mikrophotographien verschiedener Publikationen geht hervor, dass der Phlobaphenit sich manchmal zu einem Gemengteil grosser Reflexion verwandelt hat.

Es ist also nicht ausgeschlossen, dass sich der Mikrinit einiger Duritstreifen aus diesen Gerbstoffen, bzw. aus deren Phlobaphen-Abkömmlingen gebildet hat. Der Zusammenhang des Melanoresinit mit dem Mikrinit kann zur Frage der Duritbildung, ferner zur Frage der Streifenbildungstheorien führen.

Auf Grund unserer Untersuchungen ungarischer Braunkohlen des Miozäns haben wir festgestellt, dass es im Ungarn keinen melanoresinitfreien Koni-

ferenxylit gibt; dass während die Pinaceen Harzgänge besitzende Koniferen sind, die Taxodiale keine Harzgänge haben; ferner haben wir auch festgestellt, dass das Vorkommen des Melanoresinit ohne Xantoresinit charakteristisch für die miozänen Xylite Ungarns ist, und schliesslich, dass die ungarischen Xylite miozänen Alters hauptsächlich aus den Taxodiale entstanden sind.

Das Vorkommen des Melanoresinit manchmal mit dem Xantoresinit zusammen, manchmal ohne Xantoresinit hat das Einführen einer neuen paläobotanischen Diagnostik ermöglicht.

Wir haben nämlich auf Grund der Untersuchungen festgestellt, dass das typische Vorkommen des Melanoresinit ohne Xantoresinit in den tertiären Kohlen für die Taxodiale (d. h. Taxodium, Glyptostrobus, Sequoia), sein Vorkommen mit Xantoresinit für die Pinaceen charakteristisch ist.

Mit kohlenpetrographischen Untersuchungen sind daher die Taxodiale von den Pinaceen in den miozänen Braunkohlen auch in solchen Fällen unterscheidbar, wenn die – für xylotomische Untersuchungen geeigneten Gewebeelemente während der Inkohlung bereits verschwunden sind. Diesem Prinzip gemäss ist es möglich diese Unterscheidung auch auf die älteren Kohlen auszu dehnen, z. B. auf die Kohlen aus der oberen Kreide von Ajka, allerdings mit der Erweiterung, dass es dort – wo Melanoresinit ohne Xantoresinit zu finden ist, – es sich um Koniferen ohne Harzgang handelt. Diese Methode hat sich als richtig und gut anwendbar erwiesen.

Ein weiteres, interessantes Ergebnis unserer Untersuchungen ist die Frage des Verhältnisses des Melanoresinit und der Pilzsklerotien.

Auf Grund der grundlegenden Arbeiten Stach's ist die grosse Rolle der verschiedenen Pilze in der Kohlenbildung allgemein bekannt. Die Untersuchung des Melanoresinit hat zu der Annahme geführt, dass ein Teil der Pilzsklerotien keine Pilz-, sondern Melanoresinit-Abkömmlinge sein können. Auch Stach hat schon darauf hingewiesen, dass in einigen Kohlen sklerotiumähnliche, aber doch nicht pilzabkömmlische Gemengteile zu finden seien.

Die Grundlage unserer Annahme, dass ein Teil der Pilzsklerotien keine Pilz-, sondern Melanoresinit-Abkömmlinge sein können, ist folgende:

1. Auf der Oberfläche der später sich braunrot färbenden Körper der in den Vakuolen sich bildenden Gerbstoffe kommen bei der plasmolytischen Eintrocknung, d. h. bei der Kernbildung zufolge der Änderung der Oberflächenspannung kleine oberflächliche Vertiefungen zustande. Wir können in Xylitdünnschliffen oder Schnitten auch innerhalb des Melanoresinit-Körpers Hohlräume von ungefähr derselben Grösse wie die oben erwähnten, beobachten. Einige solche hohlräumige Melanoresinite sind den Pilzsklerotien täuschend ähnlich.

2. Wenn diese Sklerotien in der Tat alle Pilzabkömmlinge wären, so wäre der Stickstoffgehalt der an Sklerotien reichen Kohlen höher, als der des Durchschnitts. So etwas hat aber bis jetzt niemand festgestellt, ob zwar Stach die Notwendigkeit solcher Untersuchungen schon vor langem aufgeworfen hat.

3. Da das Sklerotium ein (Ruhe-) Produkt der Pilzhyphen ist, wäre es zu erwarten, dass es mit diesem mehr oder minder ständig zusammen erscheint. In der Tat kommt aber in den ungarischen Braunkohlen das Sklerotium gewöhnlich ohne Hyphen vor.

Mit der Interpretation einiger Sklerotien als zerfallener Melanoresinit wollen wir natürlich nicht einen Augenblick die grosse Rolle der Pilzen in der Kohlenbildung bestreiten; wir wollen nur bemerken, dass einige – in den Braunkohlen vorkommende Sklerotien – keine Pilzabkömmlinge sind.

Auf Grund der Untersuchungen von *F r e u d e n b e r g* [58] ist bekannt, dass der in den kondensierten Gerbstoffen, so in dem Phlobaphen neben dem Phloroglucin-Kern sich befindende andere Kern fast immer Brenzkatechin, selten ein anderes zweiwertiges Phenol z. B. Resorcin ist. Die kondensierten Gerbstoffe liefern deshalb bei der Destillation Brenzkatechin. Das Verhalten der Phlobaphene wurde von diesem Standpunkt noch nicht untersucht. Mit Rücksicht aber darauf, dass bei der Polykondensation der Katechine die Zahl der phenolischen – OH Gruppen zunimmt und dass in der nach *M a y e r* [59] sich aus zwei Katechin Molekeln durch Kondensation bildenden polykondensierten Verbindung zwei Brenzkatechin-Kerne gibt, können wir annehmen, dass bei Destillation der Phlobaphene auch Brenzkatechin entstehen wird. Die Polykondensation der Katechine nach *M a y e r* ist in der Abb. 9. dargestellt.

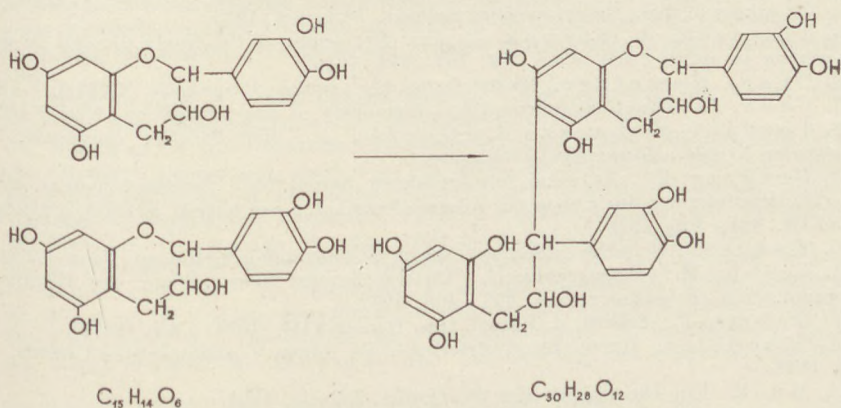


Abb. 9. Die Polykondensation der Katechine nach *M a y e r*.

Unsere Annahme wird durch die Untersuchungen von *T a k á c s* sehr stark unterstützt. *T a k á c s* hat aus dem Schwelteer und Schwelwasser der miozänen Braunkohlen der Borsod-Gegend wesentlich mehr Säure-Öle und Brenzkatechin gewonnen, als aus den Eozänen Glanzbraunkohlen von Dorog. Auf diese Weise können, während der Teer der Braunkohlen aus dem Eozän Transdanubiens ungefähr 30% Säure-Öle enthält, aus dem Schwelteer der miozänen Braunkohlen von Baglyasalja ungefähr 65%, der Braunkohlen von Ormospuszta ungefähr 46% Säure-Öle isoliert werden. Die erwähnten Xylite enthalten viel, manchmal sogar auffallend viel Melanoresinit, gegenüber den Eozänen Braunkohlen, in welchen nach unseren und nach Untersuchungen von *S z á d e c z k y* Melanoresinit nicht zu finden ist.

Aus den Erwähnten geht hervor, dass sich aus dem besprochenen Verhältnis zwischen dem Melanoresinit und den Pilzabkömmlingen, aus der Genetik der duritischen Streifenarten der Kohlen, interessante neue Zusammenhänge ergeben.

1. Szádeczky-Kardoss E.: Új elegyrészek a neogénkorú barnaszeneinkből. (Neue Gemengteile aus den neogenen Braunkohlen Ungarns). *Bányászati és Kohászati Lapok* **LXXIX**, 26–27. 1946.
2. Göppert, H. R.: Monographie der fossilen Coniferen. *Leiden*, 1850.
3. Tschirch, A.: Die Harze und Harzbehälter. *Leipzig*, 1906.
4. Potonié, H.: Lehrbuch der Pflanzenpalaeontologie. *Berlin* 1899.
5. Potonié, R.: Einführung in die allgemeine Kohlenpetrographie. *Berlin*, 1924.
6. Kirchheimer, F.: Über einen Schwelkohlenhorizont im Unterflöz der Niederlausitz. *Braunkohle*, **XXXI**, 900–902. 1932.
7. Góthán, W.: Ältere und jüngere Braunkohle. *Braunkohle*, **XL**, 37–40. 1941.
8. Stutzer, O.: Verkalkte und verkieselte Hölzer aus dem Braunkohlenbecken „Handlova“ in der Slowakei. *Braunkohle*, **XXXI**, 389–392. 1932.
9. Grop, W.–Bode, H.: Über die Metamorphose der Kohlen und das Problem der künstlichen Inkohlung. *Braunkohle*, **XXXI**, 309–313. 1932.
10. Stach, H.: Über die Metamorphose der Kohlen und das Problem der künstlichen Inkohlung. *Braunkohle*, **XXXI**, 912–917. 1932.
11. Szádeczky-Kardoss E.: Szénközettan (Kohlenpetrographie). *Budapest*, 1952.
12. Stach, E.: Lehrbuch der Kohlenpetrographie. *Berlin*, 1935.
13. White, O.: Nach Stutzer: Kohle, *Berlin*, 1923.
14. Edelstein M.: Az ajkai szénközettani vizsgálata. (Petrographische Untersuchung der ajkaer Kohle. *Inaugural-Dissertation*). *Budapest*, 1937.
15. Thiessen, R.–Sprunk, C. C.: The origin of the finely divided or granular opaque matter in splint coals. *Fuel*, **XV**, 304–315. 1936.
16. Ohara Kametaro: Mikrochemie der Lignite. *Braunkohle*, **XXVIII**, 1–8. 1929.
17. Cady, G. H.: Coal petrography. Chemistry of coal utilization. *New York*, 1947.
18. Tasnádi-Kubacska A. & Góczán F.: Krétaidőszaki ősgyanták. (Fossile Harze aus der Kreide. *Manuscript*). *Budapest*.
19. Greguss P.: Az ajkai felsőkréta korú barnakőszén fuzitzárványának meghatározása. (Die Bestimmung des Fusites der ajkaer Braunkohle der oberen Kreide). *Földtani Közlemény* **LXXIX**, 394–406. 1949.
20. Kräusel, R.: Die paläobotanischen Untersuchungsmethoden. *Jena*, 1950.
21. Jacob, H.: Petrographische Untersuchungen zur Frage des Bitumens von Weichbraunkohlen. *Bergakademie*, **4**, 457–466. 1952.
22. Dahms, P.: Schrift. d. Naturf. Ges. Danzig **VIII**. (1894)–**XV**. (1921).
23. Staedeler: Harze. Handwörterbuch der reinen u. angewandten Chemie. *Braunschweig*, 1848.
24. Muck, F.: Die Chemie der Steinkohle. *Leipzig*, 1891.
25. Paech, K.–Tracey, M. V.: Moderne Methoden der Pflanzenanalyse. *Berlin–Göttingen*, 1955.
26. Dischendorfer, O.: Die Harze. Kleines Handbuch der Pflanzenanalyse. *Wien*, 1932.
27. Tomkeieff, S. I.: Coals and Bitumens. *London*, 1954.
28. Doelter, C.: Über ein neues Harzvorkommen bei Köflach. *Mitt. der Naturw. Vereines f. Steiermark*, **1–4**, 1878.
29. Helm, O.: Mitteilungen über Bernstein XIV. Über Rumänit. XV. Über Succinit und die ihm verwandten fossile Harze. *Vorträge in der Naturforschender Gesellschaft zu Danzig* **XI**, 1890.
30. Müller-Neuglück, H. H.: Untersuchung eines Harzvorkommens einer jungtertiären Kohle aus Südost-Borneo. *Angew. Chemie*, **XLVI**, 751–753. 1933.
31. Plonait, G.: Entstehung, Bau und chemische Verarbeitung des Bernsteins. *Angew. Chemie*, **XLVIII**, 605–607. 1935.
32. Steinbrecher, H.: Die fossilen Harze der Braunkohlen. *Angew. Chemie*, **XLVIII**, 608–610. 1935.
33. Zsivny V. & Tóth O.: Újabb fosszilis gyanta a kiscelli agyagból. (Neues fossiles Harz aus dem Ton von Kiscell). *Annales Musci Nationalis Hung. Pars Mineralogica, Geologica et Palaeontologica*, **XXXII**, 1–11. 1939.
34. Haagen-Smit, A. J.: The lower terpenes. *Handbuch der Pflanzenphysiologie*. **X**, 1958.

35. Oesterlin, M.: Die massanalytische Bestimmung von organisch gebundenen Chlor u. Brom. *Angew. Chemie* **XLV**. 637–674. 1932.
36. Franklin, R. E.: *Fuel* **XXVII**. 46–49. 1948.
37. Gapejev, A. A.: Feste Brennstoffe. Moskau. 1949.
38. Szádeczky-Kardoss E. & Soós L.: Szénkőzettani vizsgálatok felsőnyárádi és homokterenyei miocén barnakőszenek fúrásmintáin. (Kohlenpetrographische Untersuchungen an dem Bohrmaterial der miozänen Braunkohlen von Felsőnyárád und Homokterenyé. *Unter Druck.*) *Budapest*, 1959.
39. Jabłokov, V. Sz., Zemtschuznikov Ju. A.: Atlas der Kohlen des Donez-Beckens. Moskau, 1955. Tafeln **XXI–XXII**.
40. Andreánszky G.: Ősnövénytan. (Paläobotanik). *Budapest*, 1954.
41. Molisch, H.: Microchemie der Pflanze. *Jena*, 1923.
42. Jurasky, K. A.: Kohle. *Berlin*, 1940.
43. Tuzson J.: Balatoni fosszilis fák monográfiája. (Monographie der fossilen Bäume der Balaton-Gegend). *Budapest*, 1906.
44. Hollendonner, F.: A Kőszeg-pogányvölgyi lignit mikroszkópos vizsgálata. (Die mikroskopische Untersuchung der Lignite von Kőszeg-Pogányvölgy). *Mat. és Term. Ért.* **XLVIII**. 731–736. 1931.
45. Haraszty Á.: A gyöngyösi és rózsaszentmártoni lignitek mikroszkópos vizsgálata. (Die mikroskopische Untersuchung der Lignite von Gyöngyös und Rózsaszentmárton). *Botanikai Közl.* **XXX**. 185–189. 1933.
46. Haraszty Á.: Adatok hazánk fiatalabb harmadidőszaki flórájának fejlődéstörténetéhez a fás barnakőszenek mikroszkópos vizsgálata alapján. (Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der tertiären Flora Ungarns auf Grund mikroskopischer Untersuchungen der Xylite. Zur Erlangung des Grades „Kandidat der Wissenschaften“ genehmigte Dissertation). *Budapest*, 1956.
47. Haraszty Á.: Die mikroskopischen Untersuchungen der Xylite von Hidas. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis Sec. Biologica*, **1**. 71–87. 1957.
48. Haraszty Á.: Recherches anatomiques sur les xylites d'âge tortonien de Herend – Szentgál. (Hongrie occidentale). *Acta Botanica Acad. Sci. Hung.* **IV**. 233–256. 1958.
49. Sárkány S.: A várpalotai lignit növényészövettani vizsgálata. (Xylotomische Untersuchung des Lignits von Várpalota). *Földtani Közlöny*, **LXXIII**. 449–458. 1943.
50. Trendelenburg, R.: Das Holz als Rohstoff. *München*, 1955.
51. Frey-Wyssling: Die pflanzliche Zellwand. *Berlin–Göttingen* 1959.
52. Ruhland, W.: Handbuch der Pflanzenphysiologie. **X**. *Berlin–Göttingen*, 1958.
53. Mader, H.: Kork. Handbuch der Pflanzenphysiologie. **X**. *Berlin–Göttingen* 1958.
54. Treiber, E.: Die Chemie der Pflanzenzellwand. *Berlin–Göttingen* 1957.
55. Bergmann, M.–Gnamm, H.: Die Gerbung mit Pflanzengerbstoffen. *Wien*, 1931.
56. Gnamm, H.: Die Gerbstoffe und Gerbmittel. *Stuttgart*, 1933.
57. Küster, E.: Die Pflanzenzelle. *Jena*, 1951.
58. Freudenberg, K.: Chemie der natürlichen Gerbstoffe, 1920.
59. Mayer, W.: Pflanzengerbstoffe. Handbuch d. Pflanzenphysiologie. **X**.



# ÜBER DIE GRUNDPRINZIPIEN EINER ZEITGEMÄSSEN SYSTEMATIK DES MINERALREICHS

## II. Teil

K. I. SZTRÓKAY

Mineralogisches Institut, Eötvös Universität, Budapest.  
(Eingegangen den 27. November, 1962.)

### ZUSAMMENFASSUNG

Die Studie beschäftigt sich mit der kristallchemischen und genetischen Bewertung des im I. Teil des vorhergehenden Aufsatzes behandelten Volumquotienten und im Anschluss daran mit der systematischen Anwendung des Kennwertes. Die  $Vq$ -Werte können mittels kristallphysischer und struktureller Konstanten auf befriedigende Art gedeutet werden. In erster Reihe konnten die Reflexionsvermögen, die Brechungsquotient, ferner der Silifikationsgrad und von Fall zu Fall die effektive Zellendimension zur Bestätigung des reellen Inhalts des  $Vq$ -Wertes verwendet werden. Innerhalb der einzelnen Mineralklassen ergab sich aus der Reihenfolge der wachsenden  $Vq$ -Werten eine Ordnung, die in ihren Grundzügen den Abstufungen der Ionisierung entspricht und gleichzeitig auch den genetischen Bildungsprozess darstellt.

Zwecks Zusammenfassung dieser Darlegungen wird hier der Entwurf des Mineraliensystems vorgeführt, die die erörterten klassifizierenden Grundprinzipien auf annähernde Art zur Geltung bringt.

### 1. Einige Gesichtspunkte zur Berechnung des Volumquotienten

Im Laufe der Berechnung des eingeführten Volumquotienten ergab sich bei der Bewertung einzelner Verbindungsgruppen die Notwendigkeit gewisser Überlegungen. Insbesondere war im Kreise der Sulfide – infolge der wohlbekannten Gründe – eine entsprechende Überlegung angebracht. So zum Beispiel wurden die Ionradii  $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$  des Enargit auf Grund der Formel  $\text{Cu}_4^+ + \text{Cu}_2^+$ ,  $\text{As}_2\text{S}_8$ , das Arsenopyrit mit der Formel  $\text{Fe}^{2+} + \text{S}^{2-} - \text{As}$ , das Covellin dagegen auf Grund der Zusammensetzung  $\text{Cu}_2^+ + \text{Cu}^{2+} + \text{S}_2^{2-} - \text{S}^{2-}$  berechnet, d. h. mit Formeln, die am besten der Struktur entsprechen.

Im Kreise der Pyrit-Strukturen haben wir bei denjenigen, die homogene, d. h.  $\text{S}_2$ -„Hanteln“ besitzen, die Raumbeanspruchung der Ionen mittels folgender annähernder Bewertung festgesetzt. Das Radius des singularen  $\text{S}^{2-}$  Anions beträgt 1,74 Å, der Kernabstand S–S in den Doppel-Sewefelionen des Pyritgitters 2,05 Å, wodurch der Raumbedarf, der auch als der molekulenartig gebundene  $\text{S}_2^{2-}$  Radius betrachtet werden kann,  $1,74 + \frac{2,05}{2} = 2,76$  Å ergibt

(dies entspricht ziemlich genau der Hälfte der Pyritgitterkonstante: 5,40 Å).

Aus der Reihe der komplexionischen Strukturen bewerteten wir die Silikate als mesodesmische Gitter. Die darin enthaltenen  $\text{SiO}_4$ -Verbindungen können auch strukturell kaum als selbständige Atomgruppen („Radikale“) betrachtet werden. Im wesentlichen ist ihre Absonderung bloss im chemischen Sinne möglich, ansonsten fügen sie sich in das einheitliche System des Sauerstoffnetzes ein; die Silikate können daher in unseren Berechnungen als einpa-

rametrische Struktur qualifiziert werden und in diesem Sinne wurden auch die  $Vq$ -Berechnungen vorgenommen.

Im Kreise der Phosphate wurde bereits der Raumbedarf des  $PO_4$  als getrennte Einheit – und zwar auf Grund der von Pauling empfohlenen 20%-igen Radiusverminderung – berechnet, obwohl der Unterschied zwischen den Bindungsabständen des Kations  $P^{5+}$  und den „äusseren“ (sekundären) Kationen – zwar verhältnismässig gering, jedoch – entschiedener hervortritt.

In bezug auf die übrigen komplexionischen Verbindungen wurden die Berechnungen jedoch teilweise unter Berücksichtigung der Methode von Pauling, teilweise auf Grund anderer Bewertungen durchgeführt. Im Anschluss daran kann es erwähnt werden, dass nach Leutwein und Doerffel [6] die Berechnungsmethode der Fersman-Saukovschen Komplexionsradii einer Korrektur bedarf. Sie empfehlen eine neue Formel:

$$r' = 2[a - r_x] + r_x$$

wobei  $r'$  = Komplexionsradius,  $r_x$  = Zentralkationradius,  $a$  = Abstand der Anionen vom Zentralkation darstellen.

Unseren Erfahrungen nach ergibt diese Formel zwar eine gute Annäherung jedoch zu kleine Werte. Dies ergibt sich in erster Reihe daraus, dass die Verfasser das Komplexion als eine völlig isolierte Einheit betrachten und den Abstand  $a$  aus den Röntgenangaben entnehmen. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass sich der Bindungsabstand im Komplexion sowohl der Gittersymmetrie, als auch der Art der umgebenden (äusseren) Kationen entsprechend ändert, das einen wesentlichen Einfluss auf den Raumbedarf ausübt. Andererseits ändert sich der Kernabstand der Ionen bei einer polarisierenden Wirkung trotz der beträchtlicheren Änderung der Radius-Verhältnisse kaum; daher zeigen die durch Röntgen zu ermittelnden Atomkernabstände die Raumverhältnisse des Komplexes ungenügend. Die Untersuchungen von Kordes [4] lenkten die Aufmerksamkeit darauf, dass die Verschiebung des Radius in den auf optischem Wege berechneten Werte eine auffälligere Veränderung verursacht, d. h. dass die Molrefraktion auf die eventuelle Ionendeformation empfindlicher reagiert und darin im wesentlichen die Gesamtwirkung des Gitters zur Geltung kommt. Auf Grund dieser Erwägungen haben wir die aus der Molrefraktion gewonnenen Atomabstände bei der Anwendung der obigen Formel benützt.

## 2. Über die kristallchemisch-genetische und Systematisierungsfunktion des Kennwertes $Vq$

Bei dem Zustandekommen irgendeiner kristallinen Phase haben – bei entsprechenden Konzentrationen – zwei physikalische Faktoren, der Druck und die Temperatur eine vorherrschende Rolle. Der Druck regelt vor allem die Dichte der Kristallstruktur (bzw. den Grad der Verdichtung), die Temperatur reguliert die Gestaltung der Bindungsart. Im allgemeinen kommen daher unter höherer Temperatur und grösserem Druck kovalente (oder metallische), dichte Packungen von hoher Koordinationszahl zustande. Bei der Verminde-



zung des  $pt$ -Wertes wird die Struktur lockerer (räumiger), und gleichzeitig auch ionisierter und im Anschluss an dem aus mehreren (gemischten) Atomen bestehenden Aufbau sind hier die Packungen von geringerer Koordination vorherrschend.

Die Entstehung der natürlichen Phasen gestaltet sich prinzipiell nach den obigen Auseinandersetzungen und es ist darauf hinzuweisen, dass all dies in grossen Zügen – ja sogar am häufigsten auch in Einzelheiten – bei der Änderung der eingeführten Volumquotient-Werten zum Ausdruck kommt. Aus den Kennziffern kann man jedoch auch auf eigenartige kristalchemische Gegebenheiten folgen.

#### A. Homodesmische und mesodesmische Strukturen

a) Verhältnismässig einfache Zusammenhänge gibt es bei den *elementaren* (metallischen und kovalenten) Strukturen. Der  $Vq$ -Wert wächst stufenweise, angefangen von dem kristallinen Carbonium (Diamant) von kovalenter Bindung und von verhältnismässig grosser Dichte, über die Phosphiden und Carbiden der Meteorite bis zu den Fe-Pt-Au Strukturen (I. Teil. Tabelle, S. 147). Aber es kann auch darauf hingewiesen werden, dass der wachsende  $Vq$ -Wert der metallischen Gitter gleichzeitig auch der Ausdruck der metallischen Bindungsart ist. Wenn wir im Kreise der elementaren Gitter die Lichtabsorption, bzw. die Reflexionsvermögen als das Anzeichen der metallischen Bindung in der Funktion des  $Vq$ -Wertes untersuchen, ergibt sich der auf Abbildung 1. vorgeführte lineare Zusammenhang.\*

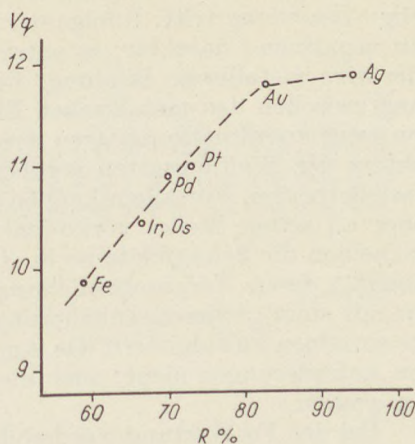


Abb. 1. Zusammenhang zwischen der Reflexionsvermögen der elementaren metallischen Gitter und dem Volumquotienten ( $Vq$ ).

Wie auf der früheren Tabelle (I. Teil, S. 147) vorgeführt, fügen sich die eigenartigen kristallinen Phasen der Meteorite (Schreibersit und Cohenit) recht gut in die Reihe der gediegenen Elemente, woraus ebenfalls auf ihre kovalente Bindung gefolgt werden kann. Es ist bedauerlich, dass das spezifische Gewicht des TiN (Osbornit) unbekannt ist, bzw. dass es bis zur Stunde nicht gelungen ist, dasselbe zu bestimmen. Demzufolge konnte sein Volumquotient nicht berechnet werden.

Die  $Vq$ -Werte der beiden seltenen Meteoritengemengteile – Oldhamit und Daubrélith – sind sehr nahestehend und sind ziemlich hoch, so dass sie am besten etwa zum Niveau des Chalkopyrits der Sulfidklasse passen. Die Werte des Oldhamits zeigen eine Anomalie an: der atomare Quotient ist bedeutend

\* Als Wert des Reflexionsvermögens ( $R$ ) nahmen wir stets die mit dem Photometerokular bei gelbem Licht gemessenen Angaben. Bei anizotropen Mineralien wandten wir die übliche Mittelwertberechnung an.

geringer, als der ionisch berechnete Wert, wogegen bei den Daubrélith die ionische Struktur den geringeren Raumbedarf anzeigt. Auf diese Art muss letztere als eine – ausgesprochen unter ionisierten Verhältnissen entstandene – Struktur betrachtet werden.

Tabelle 1

	Mv	Vq'	Vq''
Oldhamit, CaS .....	46,24	16,5	15,4
Daubrélith, FeCr <sub>2</sub> S <sub>4</sub> .....	124,72	13,7	15,7

b) Die Reihe der *Sulfide* – angefangen von den einfachen Sulfiden bis zu den Sulfosalzen – weist im allgemeinen eine stufenweise *Vq*-Zunahme auf. Der grösste Teil der Metalle kalkofiler Natur besitzt in ionisiertem Zustand eine stabile aussere Elektronenschale, die mit dem gross dimensionierten, leicht polarisierbaren Schwefel (und den Gliedern der Schwefelgruppe) in eine eigenartige Beziehung tritt. Infolge der Starken Polarisierung verliert das Anion seinen negativen Charakter; es entsteht entweder eine vorwiegend homöopolare oder eine metallische Bindung. Die Sulfidbindungen wirken daher als Übergang zwischen den metallischen Elementenassoziationen des Erdinneren und den Ionenkoordinationsgittern der äusseren Zone. Gerade des Übergangs-Charakters der Bindungsarten ergaben sich auch bei der *Vq*-Berechnung einige Unsicherheiten. Vor allem kennen wir das Benehmen der neben dem Schwefel (oder an seiner Stelle) vorkommenden Metalloiden ungenügend. Ausserdem erscheinen die Schwefelatome in einer Gitterart, in molekulartiger Doppelbindung ( $S_2$ ), deren Veranschaulichung mittels atomaren Konstanten (Abb. 2.) nur mit einer gewissen Annäherung gelöst werden kann. Ausserdem entspricht bei einzelnen Sulfidgittern das Anion-Metallion-Verhältnis den stöchiometrischen Anforderungen nicht; auch hier müssen wir bloss zu annähernden Lösungen greifen.

Bei der *Vq*-Wertung wurden drei Zahlenwerte verwendet und zwar wurde der ionische (*Vq'*), der atomare (*Vq''*) und – mit Hinsicht auf die übergehenden Bindungsarten – auch der Mittelwert (*Mq*) der beiden berücksichtigt. Es ist eine allgemeine Erfahrung, dass das zunehmende Ansteigen der Reihe sich am deutlichsten bei den ionischen Zahlenwerten zeigt (Abbildung 2)

Die Abbildung stellt eine einfache Reihenfolge der Werte dar, wobei jede Funktionsmässigkeit vermieden wurde. Hierbei erwähnen wir, dass die Kennziffer von Dyskrasit, Stibiopalladinit und Sperryolith bloss atomar berechnet werden konnten, so dass die untere *Vq'*-Linie auf diesem Abschnitt bloss gestrichelt angeführt wurde. Im allgemeinen bleibt der ionische Wert überall unter dem atomaren; eine Ausnahme bildet (unter den ausgewählten Verbindungen) ausschliesslich das Covellin, dessen *Vq''*-Niveau unter die ionische Linie fällt. Mit Rücksicht darauf, dass dieses Erzmineral – als epigenetische Ausscheidung – auch der Reihenfolge nach auf keine entsprechende Stelle, bzw. in keine richtigere Umgebung gelangte, muss man auf die ungenügende Kenntnis der Gitterstruktur und in erster Reihe auf die Unsicherheit der darauf beruhenden *Vq*-Berechnungen folgen.

Im Laufe der Untersuchungen ergab sich eine weitere Erkenntnis, wonach der Unterschied der zweierlei (atomischen und ionischen) Quotienten, der  $\Delta q$ -Wert bei der Charakterisierung der isodesmischen Strukturen zur Darstellung gewisser Zusammenhänge und Regeln auch geeignet ist. Es stellte sich heraus, dass im Falle von morphotropen Serien der identischen Raumgruppen oder bei isomorphen Reihen die Änderung des  $\Delta q$ -Wertes mit dem metallischen Verhalten im Zusammenhang steht. Um dies zum Ausdruck zu bringen, haben wir wiederum die Messzahl des Reflexionsvermögens verwendet. Der  $R$ -Wert kann entweder unmittelbar oder nach K o r d e s [4] mit folgender Umänderung zur Anwendung gelangen:

$$\Psi = \sqrt[3]{\frac{R}{0,602}}$$

In diesem Falle ist der  $\Psi$ -Wert eine empfindlichere Messzahl des Effektes der Bindungsart der kristallinen Phase. Zur Darstellung der funktionsmässigen Änderung der beiden ( $\Delta q$  und  $\Psi$ ) Werte und der sich darin offenbarenden Regelmässigkeiten dienen folgende Beispiele:

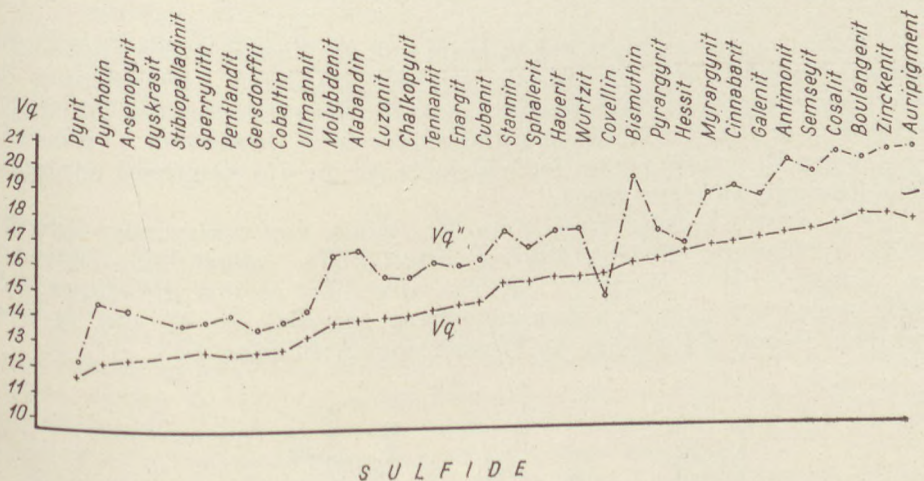


Abb. 2. Reihenfolge der wesentlicheren, bzw. charakteristischen Sulfid- (und verwandten) Verbindungen, gemäss dem Volumquotienten.

1. Morphotrope Reihe Fülöppit – Semseyit (Nuffield – Peacock, 1946.) mit folgenden Gliedern:

		Raumgruppe
Fülöppit	3 PbS · 4 Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	C2/c – C <sub>2h</sub> <sup>6</sup>
Plagionit	5 PbS · 4 Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	„ „
Heteromorphit	7 PbS · 4 Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	„ „
Semseyit	9 PbS · 4 Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>	„ „

Falls die berechneten  $\Delta q$ -Werte dieser Reihe in der Funktion der aus den bekannten [11] Reflexionen gewonnenen  $\Psi$ -Werte dargestellt wird, ergibt sich der abgebildete Zusammenhang (Abb. 3).

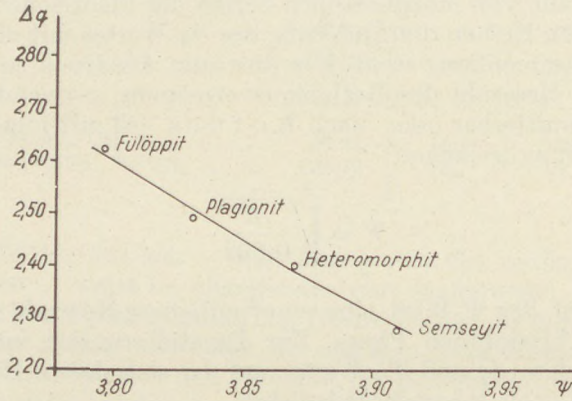


Abb. 3. Die morphotrope Reihe Fulöppit-Semseyit.

Es war zu erwarten, dass der  $\Psi$ -Wert mit der Zunahme des Pb-Gehaltes stufenweise wächst, was gleichzeitig mit der ständigen Verminderung des  $\Delta q$ -Wertes verbunden ist. Dies bedeutet, dass die Verminderung des Unterschiedes zwischen den beiden (ionischen und atomischen) Quotienten – innerhalb einer gleichen Raumgruppe, im Falle gleicher Atome die Steigerung der metallischen Bindung anzeigen kann.

2. Als zweites Beispiel kann eines der Reihen von wechselnder Substitution, die Verbindung mit Galenitgitter (Altait PbTe, Galenit PbS, Clausthalit PbSe, Alabandin MnS, Miargyrit AgSbS<sub>2</sub>) vorgeführt werden. Bei dieser Gelegenheit stellen wir auch den Zusammenhang zwischen den  $\Psi$  und  $\Delta q$ -Wert, sowie dem  $\Psi$  und der beiden  $Vq$ -Werten dar (Abbildung 4).

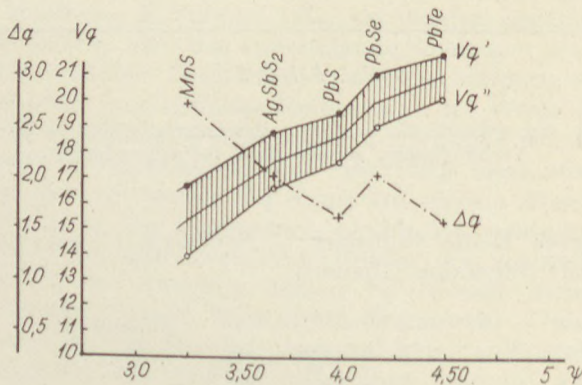


Abb. 4. Änderung des metallischen Charakters der Sulfide mit Galenitgitter.

Dem ersten Zusammenhang gemäss ist mit der  $Vq$ -Zunahme eine Steigerung des  $\Psi$ -Wertes verbunden. Mit anderen Worten: der Eintritt von Elementen zeigt einen Zuwachs der Entfernung der Gitterpunkte und gleichzeitig eine metallischere Bindung an. Die Zunahme kann naturgemäss nicht gleichmässig und nicht parallel sein (zur Darstellung derselben dient die Schraffierung des Zwischenraumes). — Die Einzelheiten der Zusammenhänge können eher mit den — als zweite Ordinate aufgenommenen  $\Delta q$ -Werten gedeutet werden. Diese Kurve hat dieselbe Neigung, wie diejenige der Linie der vorhergehenden Funktion (siehe Abbildung 3), d. h. die metallische Eigenschaft nimmt mit der Verminderung des  $\Delta q$ -Wertes zu und der Quotientenunterschied ist im schwach metallischen Gitter des MnS (von geringer Reflexion) der grösste. Das Miargyrit und Clausthalit besitzen ein fast gleiches Niveau, d. h. eine mittelmässig metallische Bindung. Die  $\Delta q$ -Werte des Galenits und Altaits zeigen, dass der Galenit ein Gitter von einer geringeren metallischen Bindung aufweist, als Altait.

Auch bei isomorphen Sulfidreihen erscheint die Gestaltung des Verhältnisses  $\Psi/\Delta q$  dazu geeignet, die Bindungsverhältnisse der des Gitter aufbauenden Atome annähernd zu veranschaulichen und gleichzeitig auch zu bekräftigen, dass allein der Wert der Reflexionsvermögen keine befriedigende Kennzahl zur Deutung der metallischen Bindungsart bildet.

Ausser den vorgeführten Beispielen können unsere Angaben auch zu anderen Vergleichen verwendet werden. So z. B. sind die Angaben von Zinkblende und Wurtzit die folgenden:

Tabelle 2

	$Vq''$	$Vq'$	$Mq$	$\Delta q$	R%
Wurtzit .....	17,6	15,8	16,4	1,3	18,5
Zinkblende .....	16,7	15,4	16,1	1,3	18,5

Von den beiden ZnS ist das hexagonale Wurtzit eine Struktur von etwas lockerer Packung (und dies widerspiegelt auch die Entstehungsverhältnisse), trotzdem ist der  $\Delta q$ -Wert in beiden Fällen derselbe, woraus auf einen identischen Bindungstyp gefolgt werden kann; dies kommt auch aus der Übereinstimmung der messbaren Reflexionsvermögen zum Ausdruck.

Im Falle der beiden HgS Minerale ist die Lage einigermaßen die gleiche:

Tabelle 3

	$Vq''$	$Vq'$	$Mq$	$\Delta q$	R%
Zinnober .....	19,0	16,9	19,9	2,1	25,5
Metacinnabarit .....	19,9	17,7	18,8	2,2	23,0

Das Zinnober, das nahezu ein Galenitgitter besitzt, ordnet sich in eine trigonale Struktur ein: dies bedeutet eine etwas dichtere Packung im Ver-

hältnis zum Metazinnabarit das ein Zinkblendegitter hat. Dies kommt in Form eines geringen Unterschiedes sowohl bei dem  $\Delta q$ -, als auch bei dem  $R$ -Wert zum Ausdruck.

Schliesslich kann aus dem Kreise der Eigenschaften der Sulfide noch auf einen anderen Zusammenhang hingewiesen werden und zwar auf die Änderung des  $\Delta q$ -Wertes in der Funktion des Molquotienten-Mittelwertes ( $Mq$ ).

Auch auf Grund von prinzipiellen Überlegungen muss der  $\Delta q$ -Wert parallel mit der Zunahme des Molquotienten-Mittelwertes, der die mit Ionisierung verbundene Gittererweiterung im Durchschnitt anzeigt, — ebenfalls zunehmen, da das Anwachsen des Anions von grossem Radius, im Verhältnis zu den atomaren Dimensionen, einen zunehmenden Unterschied bedeutet (Abbildung 5).

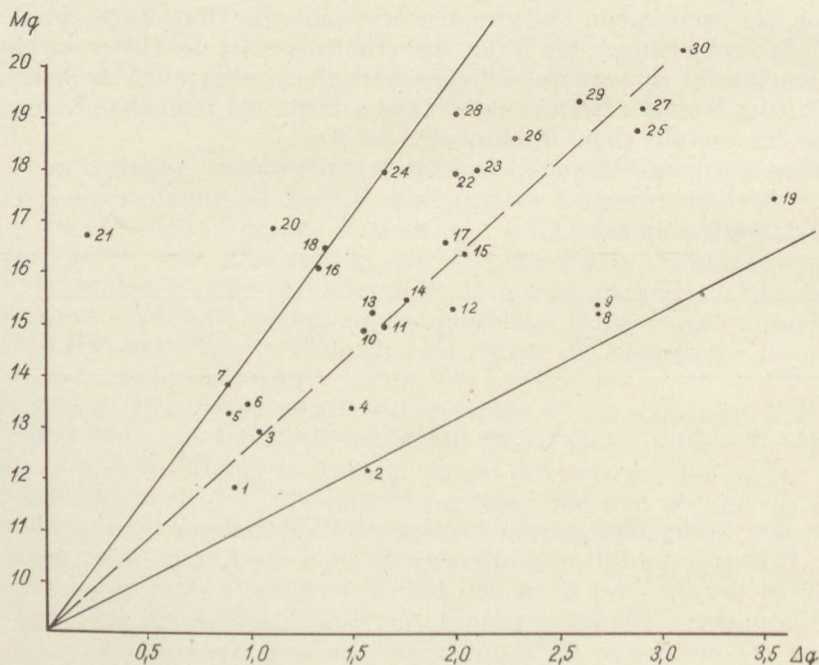


Abb. 5.  $Mq$ -Werte der untersuchten Sulfidminerale in der Funktion des  $\Delta q$ . Die Zahlen veranschaulichen die auf der Abb. 2. angeführten Mineralien.

Die erwartete Regelmässigkeit kommt entscheidend zum Ausdruck, obwohl statt der vom Origo ausgehenden linearen Funktion ein — sich öffnendes — keilförmiges Feld entsteht, das vorwiegend die Folge der strukturellen Unsicherheiten und der sich daraus errechneten Ungenauigkeiten ist. Die meisten Mineralien lagern sich jedoch — bei geringerer Streuung — entlang der Mittellinie, d. h. entlang der Winkelhalbierende. Die unter geringer Temperatur, bzw. in einer stärker ionisierten Umgebung zustandekommenden Sulfide (Sulfosalze) gruppieren sich naturgemäss in der äusseren Zone.

Im Kreise der Sulfidmineralien können die Zusammenhänge – die zwischen der Struktur, der Bindungsart und den Entstehungsverhältnissen bestehen, – mittels der eingeführten Zahlenmässigkeit annähernd zum Ausdruck gebracht werden.

c) Die Oxyde können kristallechemisch am besten durch den Vergleich mit den Sulfiden gekennzeichnet werden. Über die chemische Analogie hinaus ist der Sauerstoff ein Element von stärker negativem Charakter, als der Schwefel und auch sein Ionradius ist bedeutend geringer, als derjenige des Schwefel-anions. Das heisst, dass die Bindungsart bereits eher heteropolär ist und die strukturellen Perioden bedeutend kürzer sind. Die Einzelheiten dieser Eigenarten und die sonstigen Kennzeichen sind aus den Volumquotienten entsprechend ersichtlich.

Vor allem ist es wesentlich, dass in den Oxyden bloss eine homogene und – einschliesslich auch die Hydroxyde – gleiche Anionendimension vorhanden ist. Aus dieser Packung gestaltet sich der Grundbau, das dicht angeordnete *Anionengitter*, in dessen Lücken sich die Kationen befinden. Da die Dimensionsverhältnisse dieser Gitter vom Radius und von der Packung des Anions bestimmt werden, beginnt die zu berechnende Quotientenserie – im Verhältnis zu den Sulfiden – offensichtlich mit kleineren Zahlen und bildet auch im Durchschnitt ein bedeutend niedrigeres Niveau (Abbildung 6).

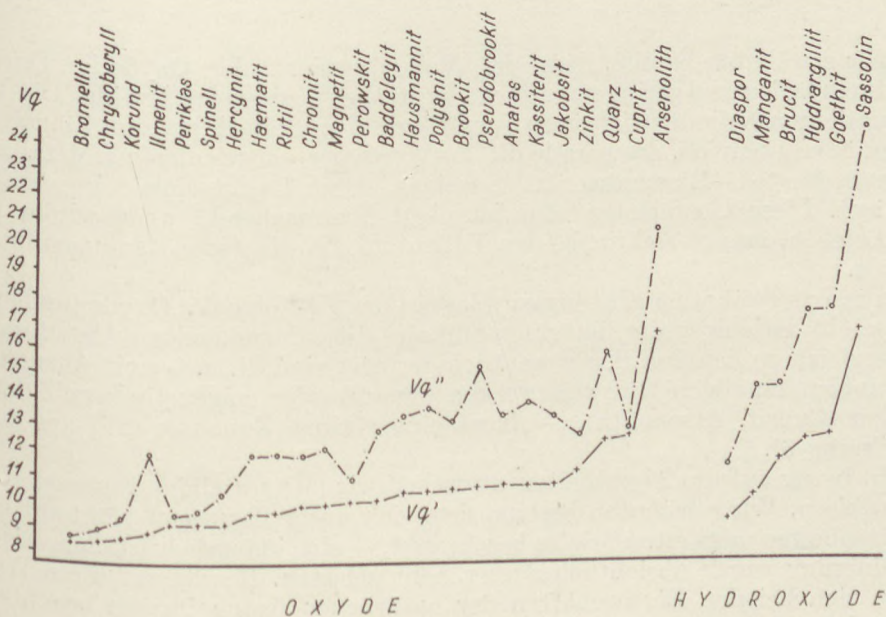


Abb. 6. Reihenfolge der bedeutenderen Oxyde und einiger Hydroxyde, entsprechend dem Volumquotienten.

Es versteht sich von selbst, dass die Anfangswerte (8,3; 8,4) die wirklich dichteste Packung des Anionengitters am besten darstellen, da in diesen Verbindungen ( $\text{BeO}$ ,  $\text{BeAl}_2\text{O}_4$ ) sich „bequem“ einpassende kleine Metallione be-

finden, d. h. Kationen, die die Anionenabstände am wenigsten ändern können. Es ist daher verständlich, dass die  $Vq$ -Werte derselben gleichzeitig mit demjenigen Grammatom Sauerstoff-Molvolumen übereinstimmen, das wir aus den Röntgenperioden – unter berechtigter Vernachlässigung der Metallatome kleinerer Ordnungszahl – für die dichteste Sauerstoffpackung bestimmen können.\*

Es ergibt sich aus der Dichte der Sauerstoffpackung, dass auch die Brechungsindizes dieser Verbindungen von niedrigster  $Vq$ -Wert nahezu identisch sind. Sobald jedoch bereits ein grösseres Kation ( $Mg^{2+}$ ) in die Struktur eintritt, ist das Gitter gezwungen, sich etwas zu erweitern, womit ein verhältnismässig kleinerer Brechungsindex verbunden ist.\*

Tabelle 4

		$Vq'$	$n$
Bromellit .....	BeO	8,3	1,74
Periklas .....	MgO	9,1	1,72
Chrysoberyll .....	BeAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	8,4	1,75
Spinell .....	MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	9,2	1,71

Wir erwähnten bereits, dass der Volumquotient der Oxyde im Durchschnitt ein bedeutend geringeres Niveau besitzt, als der  $Vq$  der Sulfide. Die Volumquotienten befinden sich vorwiegend (von dem Spinell bis zum Zinnstein) in dem Niveaubereich, das gerade die  $Vq$ -Werte der – aus denjenigen Metallatomen aufgebauten – Elementargitter anzeigen, deren Radius dem Sauerstoffion naheliegt. Diese Übereinstimmung ist nicht überraschend, wenn wir in Betracht ziehen, dass es sich in beiden Fällen um die dichteste Raumauffüllung handelt.

Aus Vorerwähntem geht hervor, dass in der  $Vq$ -Folge der Oxyde (und später auch in derjenigen der folgenden Silikate) die zahlenmässigen Abstufungen im Vergleich zu den Sulfiden wesentlich geringer sind, d. h. – mit Ausnahme von einigen räumigen Gitterbauwerken (Quarz) oder epigenetisch gebildeten Oxyden (Cuprit, Arsenolith), – bloss eine geringe Zunahme erfolgen muss (Abbildung 6).

In bezug auf die Einzelheiten wünschen wir nur auf einige Eigenschaften hinzuweisen. Wir erwähnten bereits, dass sich unser Kennwert bloss auf eine Effektenbewertung ersten Grades beschränkt, – eine jedwede kristallchemische Verfeinerung wurde absichtlich ausser Acht gelassen. Bereits auf diese Weise zeigen sich bei den Eigenschaften der natürlichen festen Phasen beachtenswerte Zusammenhänge. Vor allem auch bei den Oxyden widerspiegeln sich

\* Diese Frage wirft sich bei H. W. Fairbairn, [1] ähnlicherweise auf als er die absolute Raumauffüllung der dichten Kugelpackung handelt. Sein Vorgehen ist jedoch sowohl in der prinzipiellen Ausführung, als auch in der Anwendung der durch ihn berechneten „Index“-Zahlen von den hier erörterten wesentlich verschieden.

\* Diese Veränderung ist auch unter Einwirkung der benachbarten Kationen von der modifizierten Sauerstoffrefraktion abhängig, die jedoch zahlenmässig kaum angenähert werden kann.



die wohlbekannten Übergangscharaktere der Bindungsarten bei einem grösseren Unterschied der beiden Quotienten. Der metallischere Charakter von Ilmenit, Polianit, Hausmannit, Hämatit, Jakobsit, Magnetit, Pseudobrookit zeigt sich dabei in den grösseren  $\Delta q$ -Werten. Diese metallisch-halbm metallischen Strukturen besitzen alle eine Koordinationszahl 6 und für ihre Metallionen ist eine gesteigerte Elektronenabgabe ( $Mn^{4+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $T^{4+}$ ) und der kleine Radius von etwa 0,5–0,6 Å charakteristisch. In diesen Strukturen steht gleichzeitig das Verhältnis R:O unter 1. Magnetit, Jakobsit, Hausmannit, Chromit = 0,75; Ilmenit, Hämatit = 0,66; Pseudobrookit = 0,60; Polianit, Rutil = 0,5. Diese Strukturen mit einem Sauerstoffgerüst von dichter Packung können auch derart betrachtet werden, dass sie „anionengesättigt“ sind. Es ergibt sich die Fragen, – da diese Minerale unter verhältnismässig hohem Druck (und hoher Temperatur) entstehen, – ob ihre anfängliche Bildung bereits dem gegenwärtigen ionisierten Zustand entsprechend vor sich ging. Ihre Kationen sind „Übergangs-Elemente“ (von nicht aufgefüllter Elektronenschale), ihre Ionisation kann sich jeweils leicht den vorherrschenden Redox-Verhältnissen anpassen. Man kann sich vorstellen, dass der metallische Charakter in der Umgebung von höherem Druck bloss in einer späteren Phase zustandekommt, als sich ein Teil der Elektronen der gesteigert ionisierenden Metallatome auf die Anionenschale bereits nicht mehr lagern kann und in dem Raum von gut schliessenden Kristallgitter teilweise auch eine freie Elektronenbewegung entsteht. Wir können hier auf die wohlbekanntesten inversen Spinelle hinweisen, bei denen ein Teil der Metallionen mit tetraedrischen Koordination sich nachträglich ionisiert, um das Gittergleichgewicht zu erhalten. Ebenso können wir uns auch auf den inneren Aufbau der kontakten Eisenoxyde (Martitisierung) beziehen, die aus dem pneumatolithischen Gasgemisch entstehen. Auch im letzteren Fall wurde bewiesen, dass die zonale und netzförmige Umwandlung innerhalb des Magnetit-Kristalls, d. h. der Spinellgitter-Korundgitter-Wechsel die Folge der Redoxschwankungen während der Kristallbildung ist.

Ganz anders gestaltet sich die Lage im Falle des in epigenetische und reduktive Paragenesen entstehenden halbm metallischen Cuprits. Die Kupferatome des Cuprits besitzen in der Tat eine flächenzentrierte Anordnung, d. h. dass sich die nächsten Cu-Nachbarn eines jeden Kupferatoms in einer kubischen 12-er Umgebung befinden und der Abstand unter ihnen (3,4 Å) sich kaum von dem Cu-Cu Abstand des Metallkupfers (3,1 Å) unterscheidet. Dies erklärt den halbm metallischen Glanz des Cuprits. Gleichzeitig ist der Quotientenwert – den Entstehungsumständen entsprechend – verhältnismässig hoch.

Des weiteren wünschen wir auf den Zusammenhang der strukturellen und physikalischen Eigenschaften einiger polymorphen Reihen hinzuweisen. Die kalkulierbaren  $Vq$ -Werte der  $TiO_2$ -Mineralien und ihre Brechungsverhältnisse sind die folgenden: (Tab. 5)

Tabelle 5

	$Vq'$	$Vq''$	$\Delta q$	$n_{Na}$
Rutil .....	9,7	12,0	2,3	2,712
Brookit .....	10,4	12,9	2,5	2,628
Anatas .....	10,7	13,2	2,5	2,506

Die Reihe ist ein gutes Beispiel dafür, welche Stufe der Gitterausfüllung (Dichte) die wohlbekanntesten Modifikationen von identischer Zusammensetzung und Koordination zustandebringen. Es versteht sich von selbst, dass sich die Brechungsindizes gegensätzlich zu der  $Vq$ -Zunahme ändern.

Als ein anderes Beispiel kann die Änderung der Brechungsexponenten der halbkovalenten  $\text{SiO}_2$ -Modifikationen in der Funktion der  $Vq$ -Werte erwähnt werden. (Tab. 6)

Tabelle 6

	$Vq'$	$Vq''$	$\Delta q$	$n_{Na}$
Quarz .....	12,40	15,85	3,45	1,547
Cristobalit .....	14,36	18,36	4,00	1,486
Tridymit .....	14,57	18,64	4,07	1,470

Die Sauerstoffionen füllen den Gitterraum in keiner der Variationen der  $\text{SiO}_2$ -Gitter dicht aus. Auffallend ist jedoch der grosse Unterschied der sich zwischen Quarz und den beiden anderen Modifikationen im  $Vq$  und natürlich auch in den Brechungsexponenten zeigt.

d) Aus dem Kreise der *Hydroxyde* wollen wir ebenfalls bloss auf einige Zusammenhänge hinweisen. Es war zu erwarten, dass eine recht starke Zunahme in der sich ergebenden Wertreihe, vom Diaspor bis zum Sassolin entsteht. Es war auch nicht überraschend, dass der  $Vq$ -Wert des Diaspors  $\alpha\text{-AlO(OH)}$  – mit der dichtesten Anionpackung und kleinem Kation nur etwas grösser, als das einfache Oxyd (Korund) desselben Metalls ist und im allgemeinen dasselbe Niveau besitzt, worauf sich die unter hohen  $p-t$  Verhältnissen entstehenden Oxyde befinden. Dies kann allen Anzeichen nachda mit erklärt werden, dass sich auch in der Struktur des Diaspors die wahrhaft dichteste Sauerstoffpackung verwirklicht. Darauf weist übrigens der Brechungsindex 1,7 hin, der – wie bereits erwähnt, (siehe Seite . . .), – für die dichtesten Oxydstrukturen kennzeichnend ist.

Es lohnt sich auch die beiden allitischen Mineralien, das Diaspor und das Hydrargillit miteinander zu vergleichen und die mit der Dehydrierung verbundenen Wertveränderungen vorzuführen. (Tab. 7)

Tabelle 7

	$Vq'$	$Vq''$	$\Delta q$	$n\beta$
Hydrargillit .....	12,4	17,5	5,1	1,560
Diaspor .....	9,4	11,5	2,1	1,722

In bezug auf das Hydrargillit wünschen wir noch auf eine Eigenschaft hinzuweisen, die bei der neuen Zahlenmässigkeit vorzüglich zum Ausdruck gelangt.

Wie bekannt, ist die Rolle und die Lage der OH-Anionen in der Struktur von Hydrargillit und Brucit verschieden. Im Brucit sind die OH-Mg-OH-Okttaeder-Schichten elektrisch ausgeglichen und die OH-Ionen der beiden benach-

barten Schichten nähern sich derart, dass die OH-Ionen – die Gesamtheit des Gitters betrachtend – eine einparametrische Anordnung bilden. Im wesentlichen gestaltet sich hier die hexagonale dichteste Packung der Hydroxyliene aus. Demgegenüber ist im Hydrargillit ein jedes dritte der  $(OH)^{[6]}$  Oktaeder leer, die Oktaeder sind deformiert und ihre Anordnung besitzt bloss eine pseudo-hexagonale Symmetrie. Die OH–Al–OH Schichten sind nicht vollständig neutral und die aufeinander folgenden Schichten sind bloss durch eine schwache Hydroxylbindung miteinander verbunden. Auf diese Weise lagern sich die benachbarten Schichtenoberflächen nicht auf Brucit-Art ineinander, sondern verbleiben „tangential“ übereinander. Hier bringt zwar die Hydroxylbindung die beiden Sauerstoffionen einander näher (2,8 Å), in dem Gitter kann jedoch die dichteste Raumerfüllung nicht verwirklicht werden. Dies zeigt sich aus folgenden Werten: (Tab. 8)

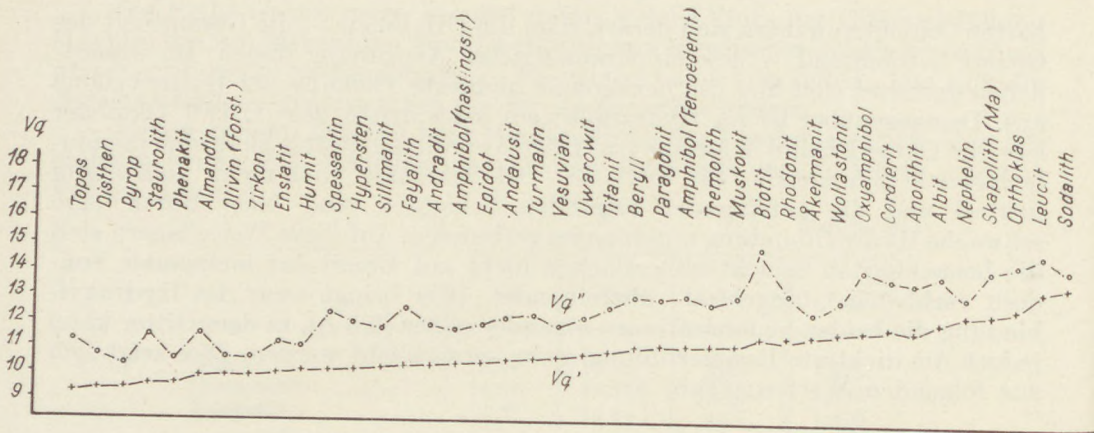
Tabelle 8

	$Vq'$	$Vq''$	$\Delta q$	$n_{Na}$
Brucit .....	11,8	14,4	2,6	1,570
Hydrargillit .....	12,4	17,5	5,1	1,560

Ansonsten befindet sich die Wertreihe der ausgewählten häufigeren, bzw. charakteristischeren Hydroxyden auch in genetischer Hinsicht sowohl mit den vorhergehenden Oxyden, als auch mit der Verbindungsreihe der darauf folgenden Silikatenklasse in einer guten Einklang (Abbildung 6. und 7).

e) Die *Silikate* konnten wir bei der Berechnung der Volumquotienten – wie bereits erwähnt, – nicht als mit komplexen Anionen aufgebaute Strukturen betrachten. Im überwiegenden Teil der Silikatgitter kann man die  $SiO_4$ -Tetraeder als strukturell abgesonderte Atomgruppen nicht unterscheiden. Sie ordnen sich in das einheitliche System des Sauerstoffgerüsts ein und dies bedeutet in einem jeden Teil der Gitterstruktur eine annähernd gleichmässige Bindungsverteilung. Mit anderen Worten: im Grossteil der Silikate ergibt die annähernd einparametrische Anordnung des Sauerstoffanions den Grundaufbau der Struktur. Auf diese Art konnten wir bei der  $Vq$ -Bewertung entsprechend dem Beispiel der Oxyde vorgehen; mit dieser Berechnungsmethode wurden die Gittererfüllungsverhältnisse bzw. die Volumquotientenveränderungen betrachtet.

In Abb. 7 stellt die Gliederung entsprechend dem  $Vq'$  annähernd auch die genetische Reihenfolge dar. Auch hier stehen die Strukturen mit dem dichtesten Anionengerüst an der Spitze der Reihe. Der  $Vq$ -Wert beginnt jedoch auf einem etwas höheren Niveau, als bei den Oxyden. Bei der Aufstellung der ausgewählten 40 Mineralien ist der Stufenunterschied recht gering und eben deshalb figurieren einzelne Silikate (Topas, Humit) – da bei den physikalischen Konstanten bereits eine gering Änderung oder Unsicherheit einen Platzwechsel oder eine Modifizierung der Reihenfolge verursacht, – nicht genau auf der richtigen Stelle. Der Lauf der Linie ist jedoch noch gleichmässiger, als bei den Oxyden, woraus – unter Berücksichtigung des eingeengten Kreises der Kationen, – bis zu einem gewissen Grad auf die beständige Bindungsart gefolgt werden kann. (Abb. 7).



### S I L I K A T E

Abb. 7. Darstellung der wichtigeren Silikate entsprechend den  $Vq$ -Werten.

Auf der ersten Strecke der Reihe befinden sich die Nesosilikate, an der Endstelle ausschliesslich die mit Sauerstoff stärker gesättigten Tektosilikate. Auf der mittleren — langen — Strecke reihen sich die übrigen Silikatenstrukturen. Wenn wir jedoch die  $Vq'$ -Werte der einzelnen Strukturtypen in der Funktion des Silifikationsgrades, d. h. im Verhältnis von Si:O darstellen, sondern

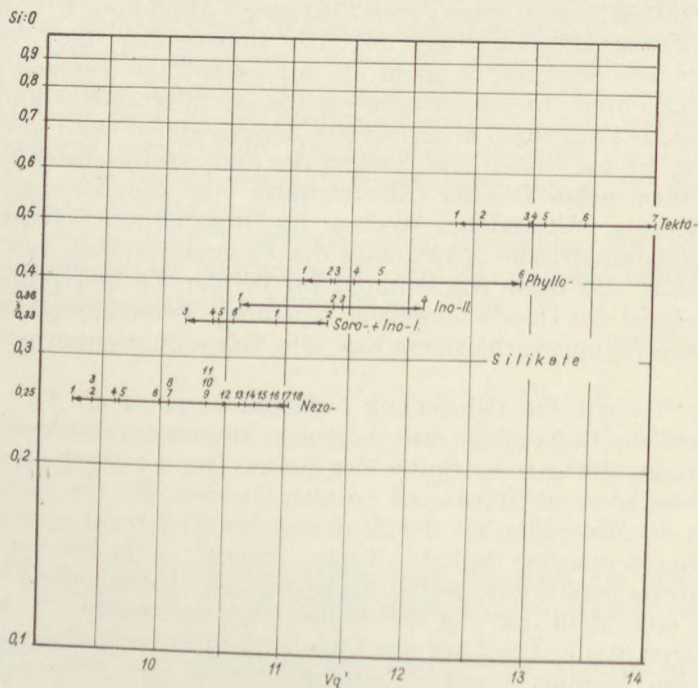


Abb. 8. Die Änderung der  $Vq'$ -Werte der Silikate in der Funktion des Silifikationsgrades.

sich die natürlichen Abstufungen als aneinanderfolgende Niveaus ab (Abbildung 8.). Es war zu erwarten, dass die „Deckung“ zwischen den Inosilikaten II. (Band-) und den Phyllosilikaten im  $Vq$ -Wert der größte ist, aber auch ein bedeutender Teil der Nesosilikate reicht in das  $Vq$ -Bereich der Soro- und Inosilikate hinein.

Die in den einzelnen Niveaus eingetragenen Zahlen beziehen sich auf die Silikatminerale, die in der unterstehenden Tabelle 9 angeführt sind. (Tab. 9)

Tabelle 9

<i>Nesosilikate</i>	
Si : O = 1 : 4 (= 0,25)	$Vq'$
1. Topas .....	9,2
2. Disthen .....	9,4
3. Pyrop .....	9,4
4. Staurolith .....	9,6
5. Phenakit .....	9,7
6. Almandin .....	10,0
7. Olivin (Forst.) .....	10,1
8. Zirkon .....	10,1
9. Humit .....	10,3
10. Grossular .....	10,3
11. Spessartin .....	10,4
12. Fayalit .....	10,5
13. Andradit .....	10,6
14. Epidot .....	10,7
15. Andalusit .....	10,7
16. Monticellit .....	10,9
17. Vesuvian .....	10,9
18. Titanit .....	11,1

<i>Inosilikate I.</i>	
Pyroxene	
Si : O = 1 : 3 (= 0,33)	$Vq'$
3. Enstatit .....	10,2
4. Hypersthen .....	10,4
5. Diopsid .....	10,4
6. Akmit .....	10,5
<i>Inosilikate II.</i>	
Amphibole	
Si : O = 1 : 2,75 (= 0,36)	$Vq'$
1. Amphibol (Hastingsit) .....	10,7
2. Amphibol (Ferroedenit) ....	11,4
3. Tremolit .....	11,4
4. Qxyamphibol (Ferrotremolit)	12,2

<i>Sorosilikate</i>	
Si : O = 1 : 3 (= 0,33)	$Vq'$
1. Turmalin .....	10,9
2. Beryll .....	11,3

<i>Phyllosilikate</i>	
Si : O = 1 : 2,5 (= 0,4)	$Vq'$
1. Lepidolith .....	11,1
2. Margarit .....	11,3
3. Paragonit .....	11,3
4. Muskovit .....	11,5
5. Biotit .....	11,8
6. Kaolin .....	12,8

<i>Tektosilikate</i>	
Si : O = 1 : 2 (= 0,5)	$Vq'$
1. Anorthit .....	12,4
2. Albit .....	12,6
3. Nephelin .....	12,9
4. Skapolith .....	13,0
5. Orthoklas .....	13,2
6. Leucit .....	13,8
7. Sodalith .....	14,0

Selbstredend erhielten die meisten Verbindungen aus dem Kreise der Nesosilikate Eingliederungen, da in diesem Bereich die Mannigfaltigkeit in bezug auf den Kationen, bzw. Gittertyp die grösste ist. Die Sorosilikate sind – ihrer Rolle entsprechend – in einer verhältnismässig geringeren Zahl vertreten, von den übrigen sind in die Zusammenstellung bloss die wichtigeren oder charakteristischeren Verbindungen eingereiht.

\* \* \*

Betreffend die Einzelheiten innerhalb der Silikatstrukturen weisen wir auch bei dieser Gelegenheit auf einige, sich im  $Vq$ -Wert gut spiegelnde kristallchemisch-genetische Zusammenhänge hin. Unter den Nesosilikaten mit einer Zusammensetzung von  $Al_2SiO_4$  ist das Disthen eine der Strukturen von dichtesten Sauerstoffgitter. Das Anionengerüst bildet hier eine kubische dichte Packung, deren tetraedrische Koordinationszentrum von Si, die oktaedrischen von Al besetzt sind. Die bedeutende Dichte zeigt sich besonders bei dem Vergleich mit dem Andalusit, diese offenbart sich naturgemäss auch in dem Brechungsexponenten. (Tab. 10)

Tabelle 10

	$Vq'$	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$
Disthen .....	9,4	1,730	1,721	1,728
Andalusit .....	10,7	1,629	1,633	1,639

Das Andalusit besitzt daher auch der bedeutenden Zunahme des  $Vq'$ -Wertes entsprechend eine räumigere Gitterpackung. Das Al in demselben zeigt zweierlei Koordinationen (eine besondere 5-er und eine etwas deformierte oktaedrische Koordination); die  $SiO_4$  Tetraeder bilden die dritte Art der Koordination. Die dreierlei Koordinationspolyeder verknüpfen sich bloss auf den Spitzen miteinander. Dies zeigt sich in der Zunahme des  $Vq$ -Wertes und auch bei der einheitlichen Verminderung der Brechungsexponente.

Da der  $Vq$ -Wert die Kennziffer der strukturellen Dichte bildet, halten wir es versuchsweise für angebracht, den Gleichlauf der  $Vq$ -Werte und der Gitterkonstanten innerhalb je einer stärker geschlossenen Reihe zu untersuchen (Tab. 11).

Tabelle 11

	$Vq'$	$a_0$
Pirop .....	9,4	11,46
Almandin .....	10,0	11,53
Spessartin .....	10,4	11,62
Grossular .....	10,3	11,85
Andradit .....	10,6	12,04
Uwarowit .....	11,0	12,10

Zur Darstellung der Wertstufung erwähnen wir, dass der Quotientenwert von Vesuvian, dessen Genese identisch mit den Kalziumgranaten ist,  $Vq' = 10,9$  beträgt, dass sich ausgezeichnet in die Reihe der  $Vq$ -Werte der obigen Kalziumgranaten einfügt.

Vom Gesichtspunkt der Genetik aus erwähnen wir als Beispiel innerhalb der Amphibolgruppe den Gleichlauf der Angaben des Ca-Amphibols [Tremolit  $\text{Ca}_2\text{Mg}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ] mit denjenigen des Oxyamphibols ( $\text{Ca}_2\text{F}_3^2\text{Fe}_3^3\text{Si}_8\text{O}_{22}\text{O}_2$ ) (Tab. 12).

Tabelle 12

	$Vq'$	$a_0$	$b_0$	$c_0$
Tremolit .....	11,4	9,80	17,80	5,27
Ferritremolit (Oxyamphibol) ...	12,2	9,88	18,20	5,31

Die statt Hydroxyl mit Sauerstoffion neutralisierte Verbindung (Ferritremolit) ist ein Bestandteil der sich in oberflächennahen Verhältnissen kristallisierenden Ergussgesteine: Die Parallelität der grösseren Wertreihen registriert die genetischen Verschiedenheiten.

Innerhalb der Chondroit-Reihe kann auf den eigenartigen Zusammenhang des Brechungsexponenten mit der  $Vq$ -Änderung hingewiesen werden. Es ist bekannt, dass in den – zum Olivin-Gittertyp gehörenden – Strukturen auch eine Brucit-Schicht am Aufbau teilnimmt, die ebenso, wie das Olivin-Gitter selbst, eine hexagonale dichteste Packung besitzt. Die Tabelle 13 zeigt die Zusammenhänge zwischen dem OH-Gehalt, dem Brechungsexponenten und dem  $Vq$ -Wert.

Tabelle 13

	$Vq'$	$n$	Forsterit · Brucit
Humit .....	10,3	1,634	$3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$
Chondroit .....	9,9	1,602	$2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$
Norbergit .....	9,9	1,567	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$

In allen drei Strukturen zeigt sich eine verhältnismässig grosse Dichte (kleiner  $Vq'$ ), die Brechungsexponenten jedoch vermindern sich mit der Zunahme des Hydroxylgehaltes notwendigerweise.

In der Reihe der Glimmer kann die eindeutige Veränderung der Gitterdimensionen und der im Volumquotienten zum Ausdruck gebrachten Packungsverhältnisse vorgeführt werden. (Tab. 14)

Tabelle 14

	$Vq'$	$a_0$	$b_0$	$c_0$
Lepidolith .....	11,1	5,21	8,97	20,16
Muskowit .....	11,5	5,19	9,04	20,08
Biotit .....	11,8	5,31	9,23	20,36

Wenn wir aber die Werte des Muskowits mit demjenigen des Kalkglimmers vergleichen, lohnt es sich, auch die Änderung der Brechungsexponenten zu beobachten. (Tab. 15)

Tabelle 15

	$Vq'$	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$n_x$	$n_\beta$
Margarit .....	11,3	5,13	8,92	19,50	1,632	1,647
Muskowit .....	11,5	5,19	9,04	20,08	1,558	1,595

In der Tetraeder-Zentrum von Kalkglimmer wächst die Substitution  $Al \rightarrow Si$  bis zum Verhältnis 1:1, das für die Gitterverdichtung unvorteilhaft ist. Demgegenüber wird die Stelle des Kaliumions von den kleineren Ca-Ionen von zweifacher Ladung eingenommen. Dies wirkt auf das Anwachsen der Brechungsexponenten und auf die etwas geringere Gitterdimension aus.

Schliesslich stellen wir als Beispiel innerhalb der Tektosilikate die  $Vq$ -Werte und physikalischen Konstanten der Feldspaten dar. (Tab. 16)

Tabelle 16

	$Vq'$	$Mq$	$a_0$	$b_0$	$c_0$	$n_x$	$n_\beta$	$n_\gamma$
Anortit .....	12,4	13,2	8,18	12,89	7,09	1,575	1,583	1,588
Albit .....	12,6	13,5	8,23	13,00	7,25	1,525	1,529	1,536
Orthoklas .....	13,2	14,0	8,60	13,06	7,20	1,518	1,523	1,526

Hier ist auch die gute Übereinstimmung zu erwähnen, das sich zwischen dem mittleren Volumquotienten der Feldspaten, besonders des Orthoklas ( $Mq=14,0$ ) und dem Wert des — zu den Oxyden eingereihten — Quarzes (14,1) zeigt. Die genetische Stelle dieser Mineralien ist auch auf diese Art dokumentiert.

Im allgemeinen fällt das Niveau des Volumquotienten der Silikatstrukturen weitgehend zusammen mit demjenigen der Oxyde, das die systematische *unmittelbare Nacheinanderfolge* der beiden Klassen eindeutig bestimmt. Innerhalb der Silikatklassen erweisen sich jedoch die  $Vq$ -Werte, entsprechend den obigen Auseinandersetzungen, nicht nur zur Registrierung des Silifikations-



grades, bzw. zur Registrierung der genetischen Reihenfolge entsprechend der Ionisierung, sondern auch zum Vergleich der – innerhalb der einzelnen Gitterverwandtschaften bestehenden strukturellen, kristalchemischen Eigenschaften als geeignet.

### B. Komplexionische (anisodesmische) und Halogenverbindungen

a) Bei der Festsetzung der  $Vq$ -Werte der *komplexionischen* Kristallverbindungen beansprucht die numerische Bewertung des Raumannspruchs (Radius) des Komplexions gewisse Überlegungen. Wir haben bereits darauf hingewiesen (siehe Seite . . .), dass zwischen den Berechnungsmethoden einzelner Verfasser und den auf Grund von röntgenoanalytischen Verfahren gefertigten Schätzungen erhebliche Abweichungen bestehen. L. Pauling empfiehlt in bezug auf den Raumbedarf des zusammengesetzten Anions im allgemeinen eine 20%-ige Dimensionsverminderung. Unsere bisherigen  $Vq$ -Berechnungen weisen darauf hin, dass die Fersman-Saukowschen und Doerffelschen Werte bei einer jeden Komplexionsarten nicht befriedigend angewandt werden können. Die theoretisch, bzw. aus den röntgenologischen Angaben errechneten Dimensionen bewiesen sich als zu klein und die daraus gewonnenen, zu hohen Quotientenwerte passen in die bisherige Gliederung nicht hinein. Die Kalkulation nach Kordes geht bereits von der Molrefraktion aus, wobei nicht nur der Kernabstand, sondern auch die Radiusänderung zur Geltung kommen. Auf diese Art sind diese Werte realere Zahlen. In der untenstehenden Tabelle stellen wir die in bezug auf die Komplexionen berechneten „Radii“ in Å dar (Tab. 17).

Tabelle 17

	$\Sigma_r$	Fersman-Saukov	Aus den optischen Daten von Kordes mit der Doerffelschen Formel berechnet	20% Abzug (Pauling)	Korrigiert
PO <sub>4</sub>	5,63	3,00	3,00	4,51	–
AsO <sub>4</sub>	5,75	2,95	3,04	4,60	–
SO <sub>4</sub>	5,62	2,95	3,02	4,50	–
WO <sub>4</sub>	5,90	3,52	3,14	4,72	–
BO <sub>3</sub>	4,16	2,68	–	3,34	–
CO <sub>3</sub>	4,16	2,57	2,87	3,33	3,10
NO <sub>3</sub>	4,11	2,17	2,83	3,29	3,06

In der ersten Kolonne wurden einfach die addierten Ionenradii angeführt, in der zweiten figurieren die Fersman-Saukowschen Werte, in der dritten die aus den Kordesschen [4] additiven optischen Daten mit der Doerffelschen Formel [6] berechneten Angaben, danach folgen die von Pauling empfohlenen aus  $\Sigma_r$  mit einem Abzug von 20% gewonnenen Daten. In der Kolonne mit der Bezeichnung „korrigiert“ sind die Mittelwerte der in den beiden vorstehenden Kolonnen für die CO<sub>3</sub>- und NO<sub>3</sub>-Ionen angegebenen Zahlen angeführt.

Unsere Erfahrungen beweisen, dass die sowohl in die genetische Gliederung, als auch in die benachbarten Verbindungsreihen am besten hineinpassenden Quotienten in bezug auf die Phosphat-, Sulphat-, Wolframat- und Borationen

mittels der um 20% verminderten Paulingschen Angaben gewonnen, wogegen die durchschnittlichen Raumerfüllungsverhältnisse der  $\text{CO}_3$ - und  $\text{NO}_3$ -Strukturen mit den korrigierten Werten am besten angenähert werden können. Die Resultate der auf Grund unserer obigen Darlegungen vorgenommenen Berechnungen sind auf Abbildung 9 zusammengefasst.

Die Klasse der *Phosphate* beginnt mit Verbindungen, die mit den kleinkationischen, dichteren Silikatstrukturen isotyp sind. Diese Strukturen von geringen  $Vq$ -Wert sind die Produkte von vorwiegend pegmatitisch-pneumatolithischen Bildungsprozessen (Tab. 18).

Tabelle 18

			$Vq'$
Amblygonit	$\text{LiAlPO}_4(\text{F},\text{OH})$	(Datolith-Gitter) .....	11,1
Xenotim	$\text{YPO}_4$	(Zirkon-Gitter) .....	12,2
Triphilin	$\text{LiFePO}_4$	(Olivin-Gitter) .....	12,3
Beryllonit	$\text{NaBePO}_4$	(Nephelin-Gitter) .....	12,7

Diese Mineralien (obwohl sie sich bloss unter den Verhältnisse der Anfangskonzentration der postmagmatischen Phase ausbilden) gehen infolge ihrer Isotypie mit den Silikatstrukturen den wichtigsten Phosphatträgern der magmatischen Kristallisation — dem Apatit und Monazit — zuvor. Letztere stimmen gleichzeitig in bezug auf ihr  $Vq$ -Niveau mit den Tektosilikaten, hauptsächlich mit den Feldspaten ausgezeichnet überein.

Es ist bekannt, dass unter den Mitgliedern der Apatit Isomorph-Reihe bloss das Apatit primär ist. Für die übrigen Mitglieder epigenetischen Ursprungs ist die räumigere Packung, der höhere  $Vq$ -Wert kennzeichnet, das notwendigerweise mit den strukturellen Dimensionsverhältnissen parallel geht (Tab. 19).

Tabelle 19

	$Vq'$	$a_0$	$c_0$
Apatit (F) .....	13,1	9,38	6,86
Apatit (OH) .....	13,2	9,44	6,95
Pyromorphit .....	15,1	9,97	7,33
Mimetesit .....	15,6	10,38	7,54
Vanadinit .....	15,7	10,49	7,44

Es ist auffallend, was für eine bedeutende  $Vq'$ -Änderung die Unterschiede des Ursprungs anzeigen, wogegen die Zunahme in den Gitterkonstanten — aus kristalchemischen Gründen — verhältnismässig geringer ist. Gleichzeitig deuten die  $Vq'$ -Werte von Pyromorphit und Vanadinit ein Niveau an, das mit denjenigen der Kupferphosphate (Libethenit, Olivenit) ebenfalls epigenetischen Ursprungs, identisch ist. All dies weist auf die Entstehungsverhältnisse der Oxydationszone der sulfidischen Erzlager eindeutig hin.

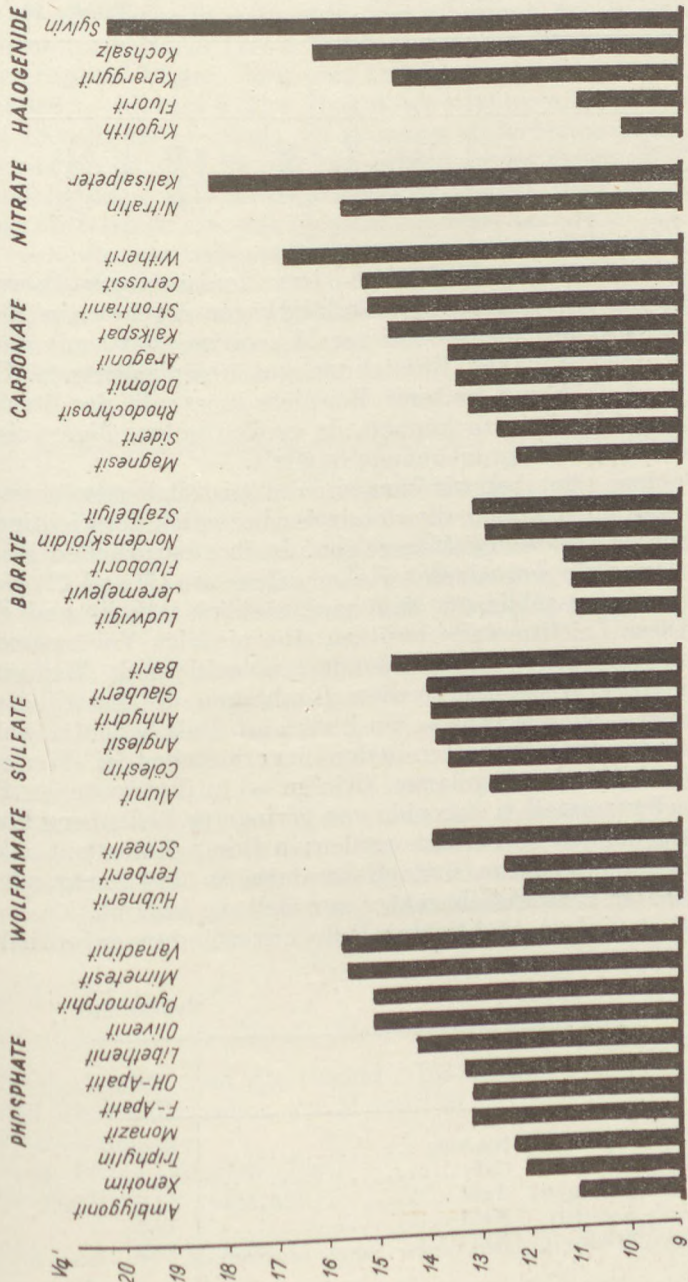


Abb. 9. Darstellung der wichtigeren Phosphat-, Wolframat-, Sulphat-, Borat-, Carbonat- und Nitrat-Verbindungen auf Grund der wachsenden Vg-Werte.

Im Kreise der wichtigeren (wasserfreien) *Sulfate* stellten wir auf Grund der  $Vq$ -Berechnungen die folgende Tabelle (Tab. 20) zusammen:

Tabelle 20

	$Vq'$	$a_0$	$b_0$	$c_0$
Cölestin .....	13,5	8,38	5,37	6,85
Anglesit .....	13,8	8,47	5,39	6,94
Baryt .....	14,6	8,87	5,45	7,14

Die berechneten Gitterverdichtungs-, bzw. Ionisierungswerte auch in bezug auf die übrigen anisodesmischen Verbindungen ergeben ein Niveau, das mit den genetischen Verhältnissen dieser Mineralien, bzw. mit deren Oberflächen- und oberflächennahen Entstehung gut übereinstimmen. Die Einzelheiten, bzw. die Aufzählung weiterer Beispiele innerhalb der Strukturtypen glauben wir vernachlässigen zu können, da es sich notwendigerweise um mit den bisherigen analoge Zusammenhänge handelt.

b) Zum Schluss wünschen wir kurz auf die kristallchemischen und genetischen Beziehungen hinzuweisen, die sich in den bezüglich der wichtigeren *Halogeniden* berechneten Quotientwerten zeigen. In den natürlichen Haloidsalzen kommen vorwiegend die negativeren Halogenelemente (F und Cl) als Anionen vor. Diesen Elementen schliessen sich hauptsächlich Alkali- und Erdmetallkationen an. Diese Leichtmetalle besitzen eine niedrige Valenz und üben – infolge ihrer Dimensionen – keine besondere polarisierende Wirkung auf das Anion aus. Auf diese Weise nähern diese Bindungen die heteropolaren (ionischen) Strukturen – wie bekannt, – am besten an. Dies bedeutet weiters, dass die Gitterverdichtungseigenschaften in den hier erhaltenen  $Vq'$ -Werten am besten eindeutig zum Ausdruck gelange. (Einige – in der exogenen Phase entstehenden – Schwermetall-Halogenide von geringerer Bedeutung können einigermaßen als Ausnahmen betrachtet werden; in diesen Halogeniden kann auch eine gewisse Ionenpolarisation zustandekommen, so dass mehr oder weniger auch ein kovalenter Bindungscharakter zur Geltung kommt.)

Den  $Vq'$ -Wert einiger wichtigerer Halogenverbindungen enthält die folgende Tabelle (Tab. 21)

Tabelle 21

	$Vq'$
Kryolith $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ .....	10,2
Fluorit $\text{CaF}_2$ .....	11,1
Kerargyrit $\text{AgCl}$ .....	14,7
Kochsalz $\text{NaCl}$ .....	16,2
Sylvin $\text{KCl}$ .....	20,3

Die Quotientenreihe der angeführten Haloide umfasst gewissermassen in grossen Zügen die Geophasen; diese Serie schliesst mit einem wesentlich höhe-

ren  $Vq$ -Endwert, als alle anderen Verbindungen. Die Erfahrung, dass sich das im Laufe der Kristallisation von sauren Magmatiten anreichernde Fluor zuerst in dem kleineren Kationen enthaltenden Kryolith pegmatit-pneumatolithischen Ursprungs erscheint, gelangt in dem niedrigen  $Vq$ -Wert dieses Minerals vorzüglich zum Ausdruck. Dieser Wert ist mit dem Niveau der Anfangssilikate der magmatischen Phase, bzw. der Oxydgemengteile — wie wir es bereits gesehen haben, — identisch. Der Fluorit, als wichtiges Halogenid der postmagmatischen Phasen, ist ebenfalls ein primäres Ausscheidungsprodukt, er besitzt jedoch bereits ein höheres Niveau, als die sich in der exogenen, bzw. Sedimentphase anreichernden chlorionischen Verbindungen. Das hineingefügte  $AgCl$  nimmt eine Mittelstelle ein, das aber im  $Vq$ -Wert bereits zu den Alkalichlorid-Evaporit Verbindungen näher steht, als zu den primären Halogenverbindungen. Eine äussere Stelle nehmen die letzten Mitglieder, die in den exogenen Phasen in grosser Menge entstehenden Produkte ein: in dem  $Vq'$ -Wert derselben zeigt sich die Gesamtwirkung des grossen Anions und des sich damit assoziierenden (Na) und grossen (K) Kations.

### C. Entwurf für die Materialanordnung innerhalb der Mineralienklassen

Wie wir bereits im Zusammenhang mit den strukturellen und genetischen Beziehungen mehrmals darauf hingewiesen haben, ist die kristallchemische Kennwerte ( $Vq$ ) nicht nur zur Registrierung der Gültigkeit des allgemeinen Anionenprinzips und folglich zur Festlegung der Reihenfolge der Klassen geeignet, sondern kann auch als Leitfaden der Eingliederung innerhalb der Klassen verwendet werden.

Selbstredend muss man bei der *ausführlichen Klassifikation auch bei dieser Lösung gewisse Konzessionen gewähren*, einerseits im Interesse der Einigung der kristallchemischen Beziehungen, andererseits um die didaktischen Anforderungen vor Auge halten zu können und die Übersicht zu erleichtern.

Dies ist der Fall bereits bei der I. Klasse, bei der Aufzählung der *Elemente*, wobei wir zusammen mit den Elementen der Anfangsgeophasen notwendigerweise auch über einige (sich viel später ausscheidende) gediegene Elemente sprechen müssen. Bei der Festsetzung der Reihenfolge mussten wir uns daher darauf beschränken, dass die geochemischen Gesichtspunkte einigermaßen in den Vordergrund treten. Die modifizierte Einteilung ist die folgende:

#### Klasse I. *Elemente*

##### U n t e r k l a s s e A. *Metallische Elemente*

- Eisen, Nickel (und die Carbid-, Phosphid-,  
und Nitrid-Mineralien der Meteorite)
- Platinmetalle
- Gold, Silber, Kupfer (Blei)
- Quecksilber (Amalgame)

##### U n t e r k l a s s e B. *Metalloide und nicht metallische Elemente*

- Diamant, Graphit
- Bismut, Antimon, Arsen
- Tellur, Selen, Schwefel.

Die Gruppierung der *Sulfide* und verwandten Verbindungen ist eine der mit den meisten Schwierigkeiten verbundenen Klassifizierungsaufgaben. Wegen der wohlbekannten Gründe ist die empirische, bzw. sich auch in der Kennwerte offenbarende Reihenfolge nicht restlos zu verwirklichen. Wir sind zu einer gewissen Umordnung gezwungen, die in erster Reihe von den kristalchemischen Verwandtschaften gelenkt werden. Nichtsdestoweniger kann das geochemische Hauptprinzip zur Geltung gebracht werden, obwohl in Detaillierung die Genetik einermassen in den Hintergrund tritt. Die Initiative dieser Einteilung ist H. Strunz zuzuschreiben, dem bereits bei der ersten (1941) Klassifizierung das Metall-Metalloidenverhältnis, d. h. der sinkende Metallgehalt (d. h. das zunehmende Anionenverhältnis) als Grundlage diente. J. o. H. Hiller [3] führte eine Art der Sulfidklassengruppierung auf Grund des identischen Prinzips, jedoch bereits in ausführlicher kristalchemischer Aufarbeitung vor. An Hand derselben sind die wichtigeren Gesichtspunkte unserer Einteilung die folgenden:

Eine der Eigenschaften der Sulfidstrukturen ist die Rolle der  $S_2$ -Gruppen. Diese Strukturen müssen von den einfachen (singularen) S-atomischen Gittern kristalchemisch abge sondert werden. Die  $S_2$  enthaltenden Gitter entsprechen jedoch den Gruppen von höherer Anionenzahl gut, obwohl die „Hantel“ nicht aus zwei Ionen besteht, sondern ein zweiwertiges Doppelion ist. — Die früher gesondert behandelten „Sulfosalze“ werden auf Grund der heutzutage üblichen Bewertung als zusammengesetzte Sulfide qualifiziert und können auch im Zusammenhang der einfachen Strukturen erörtert werden. — Aus kristalchemischem Gesichtspunkt ist die wichtigste Eigenschaft des Gitters die Verbindung der strukturellen Einheiten miteinander und innerhalb derselben die Gestaltung der Koordination. Die Eigenschaften des Gitteraufbaus wird auf entscheidende Art dadurch bestimmt, ob sich die Verbindung der Koordinationspolyeder volumenmässig in der Richtung aller drei Dimensionen auf gleiche Weise gestaltete, oder ob eine festere Ineinanderkoppelung bloss in zwei, bzw. in einer Richtung zustandekam. Die Geltendmachung dieses Prinzips wurde erstmalig bei der Einteilung der Silikate erfolgreich angewandt. Seither gelangte es auch im Kreise anderer Verbindungen zur Anwendung und wir können uns auf der Hillerschen Einteilung — überall, wo es durchführbar ist — wie auch im Falle der Sulfidverwandtschaften nach dieser Eingliederung richten. — Bei den kleineren Kategorien wählen wir die Einteilung entsprechend dem gut übersichtlichen Gittertyp. Die weitere Einreihung beruht auf dem Umstand, dass dem überwiegenden Teil der Gittertypen nicht nur einfache, sondern auch doppelte (zusammengesetzte) Sulfide angehören. Das heisst: die Metallatomstellen werden nicht nur von gleichartigen, bzw. gleichwertigen Elementen besetzt, sondern es nehmen an dem Aufbau — im Gitter der zusammengesetzten Sulfide — verschiedene, miteinander auch geometrisch nicht äquivalente Elemente teil.

Unter Berücksichtigung der dargelegten Prinzipien und Gesichtspunkte kann die Klassifizierung der Sulfidklasse folgendermassen beschrieben werden: (stellenweise einige kennzeichnende Beispiele erwähnend).

## II. Klasse. *Sulfide und verwandte Verbindungen*

Unterklasse A. *Metallreiche* (legierungsartige) *Verbindungen* R:S  $\geq$  3:1  
(Gruppe Withneyit, Gruppe Animikit, Edelmetall-Telluride)

U n t e r k l a s s e B. Sulfidstrukturen mit einfacher (singularer) S-Verbindung  $R : S = 3 : 1 \rightarrow 1 : 2$

Hauptgruppe 1. Dreidimensionale Strukturen

- a) Antifluorit-Strukturen
  - ( $\alpha$ ) Einfaches Sulfide (Chalkosin, Berzelianit)
  - ( $\beta$ ) Doppel-Sulfide (Bornit)
- b) Strukturen vom Nickelin-Typ (Nickelin, Pyrrhotin)
- c) Strukturen vom Zinkblende-Typ
  - ( $\alpha$ ) Einfache Sulfide (Zinkblende, Coloradoit, Metacinnabarit)
  - ( $\beta$ ) Doppel-Sulfide (Kupferkies, Stannin, Luzonit)
  - ( $\gamma$ ) Fahlerze
  - ( $\delta$ ) Rotgültigerze
- d) Strukturen vom Wurtzit-Typ
  - ( $\alpha$ ) Einfache Sulfide (Wurtzit, Greenockit)
  - ( $\beta$ ) Doppel-Sulfide (Enargit, Sternbergit),
- e) Strukturen vom Bleiglanz-Typ
  - ( $\alpha$ ) Einfache Sulfide (Galenit, Altain, Albadin)
  - ( $\beta$ ) Doppel-Sulfide (Miargyrit, Teallit)
- f) Strukturen vom Spinell-Typ (Daubr elith, Linneit, Polydymit)

Hauptgruppe 2. Zweidimensional Bindungen (Schichtgitter)

- a) Strukturen vom Molybdenit-Typ
  - ( $\alpha$ ) Einfache Sulfide (Molybdenit, Tungstenit)
  - ( $\beta$ ) Doppelsulfide (Vallerit)
- b) Strukturen vom Tetradymit-Typ (Bismuttellurid, Tetradymit)
- c) Wurtzit-artige Schichtstrukturen (Wolfsbergit, Emplektit)

Hauptgruppe 3. Eindimensionale (Ketten-, Band-) Bindungen.

- a) Einfache Sulfide (Antimonglanz, Bismutin; Auripigment)
- b) Komplexe Strukturen
  - ( $\alpha$ ) Sulfide aus zwei Komponenten ( $PbS + Sb_2S_3$ ;  $PbS + Bi_2S_3$ ;  
 $PbS + As_2S_3$ )
  - ( $\beta$ ) Sulfide aus mehreren Komponenten

U n t e r k l a s s e C. Sulfidstrukturen mit doppelten ( $S_2$ ) Anionen  $R:S = 1:2$

Hauptgruppe 1. Dreidimensionale Bindungen (mit Pyritgitter, Markasitgitter, Skutteruditgitter)

Hauptgruppe 2. Zwei- und eindimensionale Bindungen (Covellin, Klockmannit, Bertierit)

\* \* \*

Die Oxyde und Hydroxyde sind vorwiegend Ionen-Gitterstrukturen. Im Laufe ihrer Einreihung wird sowohl die Hervorhebung der kristallchemischen Beziehungen, als auch die Geltendmachung der geochemisch-genetischen Prinzipien ermoglicht. Der strukturelle Grundbau bildet das Sauerstoffgitter, dessen Lucken von den Kationen ausgefullt sind. Die entstehenden Koordinationen sind vom Verhaltnis Kationenradius-Sauerstoffradius bestimmt. Eine der kennzeichnenden gitterenergetischen Zahlen von Kationen

das S z á d e c k y-sche Kationenpotenzial. [10] Wenn wir die Beziehungen dieser beiden Zahlenwerte erforschen, d. h. die Radienquotienten  $\left(\frac{r_K}{r_0}\right)$  in

der Funktion des Kationenpotenzials  $\frac{v}{r_K}$  darstellen, ergibt sich in bezug auf die Sauerstoffverbindungen eine Übersicht von allgemeiner Geltung, die an der Abbildung 10 ersichtlich ist.

In unserer Darstellung ist das Feld der 6-er Koordination das am meisten bevölkerte, da sich hier die häufigsten oxydbildenden 2–3- und 4-wertigen Kationen gruppieren. Dies bedeutet gleichzeitig, dass den Positionen des dichten Anionengitters die oktaedrische Koordinationszentren besetzt werden.

Die Kationen kleinerer Dimension fügen sich notwendigerweise mit einer niedrigeren Koordination ein. Das Diagramm ist auch dazu geeignet, das Gebiet der kleindimensionierten (und grossen ionpotenzialen, an der komplexanionischen Bildung teilnehmenden) „Kern“-Kationen abzugrenzen. Es sind aber auf die Oxydgitter, wie auch in bezug auf die anderen Sauerstoff-Strukturen sonstige Beziehungen ersichtlich.

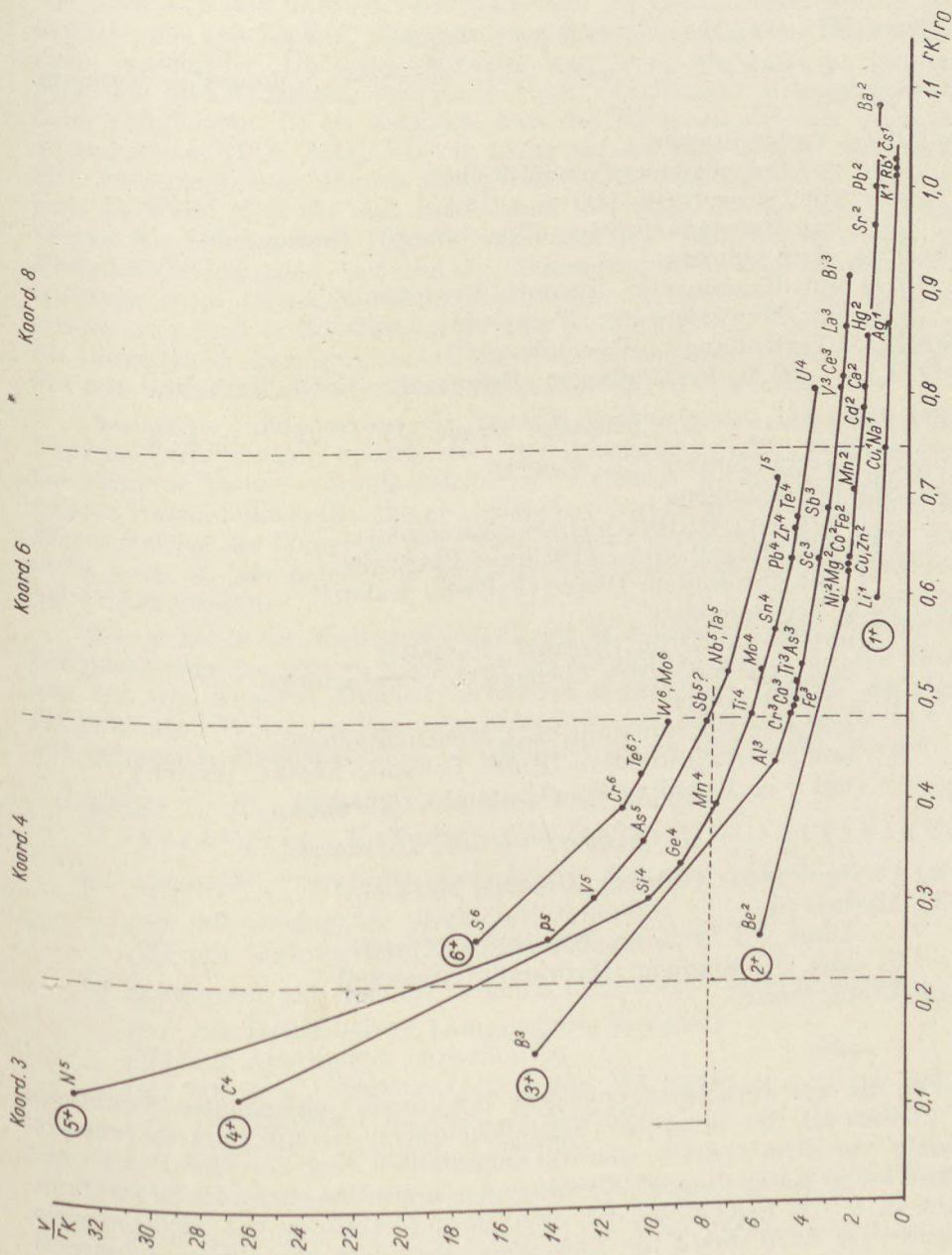
Bei der Klassifizierung der Oxydverbindungen ist es selbstredend unser Leitprinzip, die stufenweise Zunahme des Anions darzustellen. In dieser Hinsicht können wir wiederum die Einteilung von S t r u n z als Grundlage nehmen. Wenn wir unter Berücksichtigung der kristallechemischen Gesichtspunkte als weiteren Schritt auch die Aufteilung auf einfache und Doppel-Oxyde durchführen [13], ergibt sich – nebst einer gewissen Umordnung – auch zur besseren Annäherung der vorher dargestellten genetischen Reihe eine Möglichkeit.

Auf diese Art erhalten auch diejenigen Verbindungen eine entsprechende Einreihung, die früher als separate Gruppen (Aluminate, Niobate, Titanate, usw.) behandelt wurden, obwohl sie sich von den übrigen Oxyden nur darin unterscheiden, dass in ihrer Struktur zwei (oder mehrere) Kationen, gewöhnlich verschiedene Valenzen oder Koordinationen eine Oxydbindung zustandebringen. Diese sogenannten Doppel- oder zusammengesetzten Oxyde mit dichten Gitter von niedrigem  $Vq$ -Wert sind Strukturen, die im wesentlichen mit Kationen stärker „gesättigt“ sind und daher notwendigerweise ihre Stelle innerhalb des Systems *vorne* haben.

Die Oxyde bilden annähernd einparametrische Raumnetze, sodass sich fast keine Gitterbindungsänderungen den Richtungen nach ergeben. Es gibt zwar manche Strukturen (z. B. der Rutil), in denen sich die Struktur kettenartig gestaltet, aber bei weitem nicht mit solchen Bindungskräfteänderungen, dass diese ein Grund zu einer gesonderten Gruppierung bilden könnten.

Ganz anders ist die Lage in solchen Verbindungen, wo die Stelle des Sauerstoffes teilweise oder in Gänze von Hydroxyl besetzt wird. Die Rolle des Anions von gleicher Dimension, jedoch mit halber Valenz ist aber bereits mit einer wesentlichen Bindungsänderung verbunden: die Hydroxyde und Oxyhydroxyde stellen vorwiegend Schichtstrukturen dar (mit ausgezeichneter Spaltbarkeit). Auf diese können die OH enthaltenden Strukturen innerhalb der Oxydklasse gleichzeitig auch als die Vertreter der zweidimensionalen Gitter (Schichtengitter) betrachtet werden.





Bei der Klassifizierung ist das Prinzip der Aufstellung der kleineren Kategorien dasselbe, das wir bereits im vorhergehenden auseinandergesetzt haben. Der Entwurf der Klasse gestaltet sich wie folgt:

Klasse III. *Oxyde und Hydroxyde*

Unterklasse A. *Oxyde von mehreren („doppel“) Kationen.*  
R : O = 3 : 4 → 1 : 2

- a)  $R_3O_4$  Verbindungen
  - ( $\alpha$ ) mit Spinellgitter (Spinnel-Reihe)
  - ( $\beta$ ) mit Chryzoberill- (Olivin-) Gitter
  - ( $\gamma$ ) mit Hausmannitgitter (Vredenburgit, Hausmannit)
- b)  $R_2O_3$  Verbindungen
  - ( $\alpha$ ) mit Ilmenitgitter (Ilmenit, Pyrophanit)
  - ( $\beta$ ) mit Perowskitgitter (Perowskit, Loparit)
- c)  $R_3O_5$  Verbindungen (Pseudobrookit)
- d)  $R_2O_4 - R_3O_6$  Verbindungen (Fergusonit, Niobit, Tantalit)

Unterklasse B. „Einfache“ *Oxyde.* R : O = 2 : 1 → 1 : 2

- a)  $R_2O$  Verbindungen (Eis, Cuprit)
- b) RO Verbindungen
  - ( $\alpha$ ) mit Wurtzit-Gitter (Bromellit, Zinkit)
  - ( $\beta$ ) mit Steinsalzgitter (Periklas, Bunsenit)
  - ( $\gamma$ ) mit gemischtem Gitter (Pallasit, Tenorit)
- c)  $R_2O_3$  Verbindungen
  - mit Korundgitter (Korund, Hämatit)
  - mit Arsenolithgitter (Arsenolith, Senarmontit)
- d)  $RO_2$  Verbindungen
  - mit 4-er Koordination ( $SiO_2$ -Modifikationen)
  - mit 6-er Koordination (Rutil, Polianit, Anatas, Brookit)
  - mit 8-er Koordination (Uraninit, Thorianit)

Unterklasse C. *Oxyhydroxyde und Hydroxyde*

- a) Oxyhydroxyde (Diaspor, Goethit, Manganit)
- b) Hydroxyde
  - Ohne OH-Bindung (Brucit, Pyrochroit)
  - mit OH-Bindung (Hydrargillit, Sassolin)
- c) Uranhydrate

\* \* \*

Für die mit vorwiegend ionischer Bindungsart aufgebauten Strukturen der *Silikate* ist die Braggsche kristallchemische Gruppierung die entsprechendste, vor allem deshalb, weil die aufgestellten Neso-Soro-Ino-Phyllo- und Tektosilikaten-Kategorien die Zunahme der Ionisation, bzw. des Silifikationsgrades, d. h. die Reihenfolge der natürlichen Gestaltung gut widerspiegeln. Dasselbe war auch durch die Anwendung der neuen kristallchemisch-genetischen Kennwerte beweisbar (s. Seite. . .). Die derartige Gliederung der Klasse wurde heutzutage bereits von fast allen Systematikern übernommen. Da auch unsere Systematik (abgesehen von einigen kleinern Modifikationen) auf

dieser – als klassisch betrachteten – Gliederung beruht, können die Einzelheiten vernachlässigt werden.

Die in die Klasse der *Phosphaten* eingereihten Verbindungen besitzen – wie dies auch aus unseren vorhergehenden *Vq*-Bewertungen hervorgeht, – sowohl vom genetischen, als auch vom kristallstrukturellen Gesichtspunkt einen entschiedenen Übergangscharakter und zwar einerseits in der vorhergehenden Silikatenklasse, andererseits unter den übrigen komplexanionischen Salzverbindungen. Es ist bekannt, dass die Kationen der hier angeführten Komplexionen ( $\text{PO}_4$ ,  $\text{AsO}_4$ ,  $\text{VO}_4$ ) in bezug auf den Radius ganz nahe mit dem  $\text{Si}^{4+}$  übereinstimmen. Daraus folgt, dass es Phosphatstrukturen (von geringem *Vq*-Wert) gibt, die sich nach einem Silikatengittertyp zusammenbauen (Xenotim = Zirkongitter, Triphilin = Olivengitter). Wir kennen sogar solche Phosphatverbindungen, in denen als Anionsubstitution auch die  $\text{SiO}_4$ -Gruppe einbauen kann (Monazit). Eine Eigenschaft in der Richtung der Silikate ersieht man auch in der Beziehung, dass die wichtigsten Phosphatminerale als Bestandteile der magmatischen Gesteine vorkommen; darauf weisen auch die mit den Tektosilikaten übereinstimmenden *Vq*-Wert hin.

Andererseits sind bereits die übrigen (sekundären) Phosphat-Arsenat-Vanadat-Verbindungen ausdrücklich von salzartiger Natur und im Aufbau der Struktur kann – durch Zutritt von kleineren Kationen – auch molekulares Wasser teilnehmen. Dieser Umstand gehört zu den charakteristischsten Eigenschaften der komplexanionischen Verbindungen und dies kann gleichzeitig auch als eine genetische und kristalchemische Gruppierungsgrundlage betrachtet werden.

Da im Laufe der Kationsubstitutionen in mehreren Fällen auch die Überkompensierung des Gitters erfolgt, ist der Strukturausgleich mit der Einbauung von sog. fremden Anionen verbunden abgesondert werden. Auf Grund der erörterten Prinzipien kann die Einteilung der Klasse – nach *Strunz* mit geringeren Modifikationen – folgendermassen dargestellt werden.

#### Klasse V. *Phosphate und verwandte Verbindungen*

##### Unterklasse A. *Wasserfrei Verbindungen*

- a) „Neutrale“ Strukturen (ohne fremde Anionen)
  - ( $\alpha$ ) mit Olivengitter (Berillonit, Triphilin)
  - ( $\beta$ ) mit Zirkongitter (Xenotim, Monazit)
- b) Strukturen mit fremden Anionen („basische“ Verbindungen)
  - ( $\alpha$ ) mit Datolithgitter (Amblygonit, Herderit)
  - ( $\beta$ ) mit Apatitgitter (Apatitreihe)
  - ( $\gamma$ ) mit Andalusitgitter (Libethenit, Olivenit)
  - ( $\delta$ ) Titanitgitter (Descloisit, Mottramit)
  - ( $\epsilon$ ) gemischte (Lazulith, Klinoklas)

##### Unterklasse B. *Wasserhaltige Verbindungen*

- a) Strukturen ohne fremden Anionen (neutrale Verbindungen)
  - ( $\alpha$ ) mit Variscit-Skorodit Gitter
  - ( $\beta$ ) mit Vivianitgitter (Vivianit, Erythrin)
  - ( $\gamma$ ) mit Struvit-Pharmakolith-Gitter

- b) Strukturen mit fremden Anionen  
gemischte Gitter (z. B. Euchroit, Wavellit, Pharmakosiderit,  
Tirolit, Lirokonit, Chalkophyllit, Vashegyit)
- c) Uranglimmer; Carnotit, Tujamunit.

\* \* \*

Die *Sulfate* und die verwandten (Chromat-, Wolfram-, Molybdat-) Verbindungen sind unter sauerstoffreichen Verhältnissen entstehende, hauptsächlich sekundäre Mineralien. Die Eingliederung der Sulfate kann ganz nach dem Beispiel der Phosphate vorgenommen werden. Im Interesse der genetischen Anforderungen bringen wir die Wolframata nach vorne.

#### Klasse VI. *Sulfate und verwandte Verbindungen*

##### U n t e r k l a s s e A. *Wolframate*

- a) Wolframit-Reihe
- b) Scheelit-Reihe

##### U n t e r k l a s s e B. *Sulfate*

###### 1. Wasserfreie Sulfate

- a) Ohne fremde Anionen
  - ( $\alpha$ ) Baryt-Reihe
  - ( $\beta$ ) Alkalische Sulfate
- b) Strukturen mit fremden Anionen
  - ( $\alpha$ ) Alunit-Reihe
  - ( $\beta$ ) Linarit-Reihe
  - ( $\gamma$ ) Kaledonit ( $\text{CO}_3$ -gehaltige) Verbindungen.

###### 2. Wasserhaltige Sulfate

- a) Ohne fremde Anionen  
Kieserit-Gattungen, Vitriole, Alaune; Gips, und seine Verwandten, Astrakanit-Gattungen
- b) Strukturen mit fremden Anionen  
(Alunit-Reihe, Kainit-Reihe, Strukturen von gemischtem Gitter)

##### U n t e r k l a s s e C. *Chromate und Molybdate*

- a) Chromate
- b) Molybdate

\* \* \*

Die Eingliederung der *Borate*, *Carbonate* und *Nitrate* in dieselbe Klasse beruht in erster Reihe auf kristallchemischer Grundlage, obwohl es unter den Anionen wesentliche energetische Unterschiede gibt. Obwohl die 3-er planären Komplexionen – infolge der nahezu übereinstimmenden zentralen Kationendimension – fast den gleichen Raumbedarf besitzen, ist die Valenzzahl nicht identisch und es sind auch in bezug auf die Elektrovalenzen wesentliche Unterschiede zu verzeichnen. Besonders ist das  $\text{BO}_3$  abweichend und steht auf Grund der Elektrovalenz dem Silikatanion nahe. Daraus folgt, dass die „mehrkernigen“ gekoppelt-anionischen Gittergerüste in den Borat-

verbindungen ebenfalls recht häufig vorkommen. Dies begründet, dass die Borate innerhalb der bezüglichen Klasse nach vorne versetzt, behandelt wird.

Übrigens erfolgt die Einteilung der Verbindungen salzigen Charakters den bereits ausführlich dargelegten Leitprinzipien entsprechend.

Klasse VII. *Borate, Carbonate, Nitrate*

U n t e r k l a s s e A. *Borate*

- a) Wasserfrei Borate (Jeremejevit, Szájbélyit, Boracit)
- b) Wasserhaltige Borate (Kaliborit, Kernit, Borax)

U n t e r k l a s s e B. *Carbonate*

- a) Wasserfreie Carbonate
  - 1. Ohne fremde Anionen
    - $\alpha$ ) mit Kalcit-Gitter
    - $\beta$ ) mit Aragonit-Gitter
  - 2. Strukturen mit fremden Anionen  
(Azurit, Malachit, Aurichalcit, Phosgenit, Leadhillit)
- b) Wasserhaltige Carbonate  
(Thermonatrit, Soda, Trona, Nesquehonit, Sjögrenit)

U n t e r k l a s s e C. *Nitrate*

\* \* \*

Die natürlichen *Halogenverbindungen* sind am meisten heteropolare Strukturen. Zu den grossdimensionierten Halogenelementen binden sich vorwiegend alkalische und Erdmetallionen. Diese Leichtmetalle sind von mittlerer oder grosser Dimension und haben infolge ihrer niedrigen Valenz keine polarisierende Wirkung: es kommen extrem ionische Strukturen zustande, die gleichzeitig eine grosse  $Vq$ -Zahl aufweisen. Auf diese Art bilden sie auf Grund der vorangehenden Darlegungen die abschliessende Klasse des Mineraliensystems. Wenn ihre Einteilung nach dem Beispiel der isodesmischen Gitterstrukturen erfolgt und – wie auch bei den Oxyden, – einfache, bzw. einkationische und doppel-, bzw. mehrkationische Gruppen unterschieden werden, bringt die Einteilung auch die genetische Reihenfolge ziemlich gut zum Ausdruck.

Klasse VIII. *Halogenide*

U n t e r k l a s s e A. Mehrkationische (zusammengesetzte) Verbindungen (Kryolith, Chiolith, Pachnolith)

U n t e r k l a s s e B. Einkationische (einfache) Verbindungen

- a) mit Fluorit-Gitter (Fluorit, Ytthrofluorit, Tysonit)
- b) mit Steinsalzgitter (Steinsalz, Sylvit, Kerargyrit)
- c) mit Sphalerit-Wurtzit-Gitter (Nantockit, Jodargyrit)
- d) sonstige Strukturen (Kalomel, Salmiak)

\* \* \*

Bei der schematischen Eingliederung bestreben wir keine komplette Aufführung, sondern wünschten eher die Grundrisse der Systematik darzu-

stellen, wobei wir uns bemühten, jene Grundprinzipien und Gesichtspunkte, die wir vorangehend erörtert, bzw. mittels der eingeführten kristalchemischen Bewertung auch zahlenmässig begründet hatten, nach Möglichkeit zum Ausdruck zu bringen.

\* \* \*

#### L I T E R A T U R

1. Fairbairn, H. W.: Packung in ionic minerals. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **54**. 1305 – 1374. 1943.
2. Fleischer, M.: Some problems in nomenclature in Mineralogy and inorg. Chemistry. *Proc. Am. Soc. Testing Materials*, **47**. 1090, 1947.
3. Hiller, Joh., E.: Eine kristalchemische Systematik der Sulfide, Selenid- und Telluridminerale. *N. Jahrb. Monatshefte*. **145**. 1953.
4. Kordes, E.: Die Ermittlung von Atomabständen aus der Lichtbrechung. – Über eine einfache Beziehung zwischen Ionenrefraktion, Ionenradius und Ordnungszahl der Elemente. I. Teil. und II. Teil. 1939.
5. Kostov, I.: Bemerkungen zur rationellen Klassifizierung des Mineralreichs. (Russisch) *Zapiski*, **II**. 328. 1954.
6. Leutwein, F. u. Doerffel, K.: Über einige Verfahren zur theoretischen Klärung geochemischer Prozesse unter besonderer Berücksichtigung der Gitterenergie. *Geologie*. **5**. 1956.
7. Palache, Ch., Berman, H. & Frondel, C.: Dana's System of Mineralogy. *New York*, 1946, 1949.
8. Saukov, A. A.: Geochemie, *Berlin*, 1953.
9. Strunz, H.: Mineralogische Tabellen. *Leipzig*, 1941, 1957.
10. Szádeczky-Kardoss E.: Geokémia. *Budapest*, 1955.
11. Sztrókay K. I. und Balyi K.: Reflexionsmessung und theoretische Wertbestimmung an opaken Erzmineralien. *Acta Geologica*, **2**, 1953.
12. Sztrókay, K. I.: Über die Grundprinzipien einer zeitgemässen Systematik des Mineralreichs. I. Teil. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geol.* **5**. 1962.
13. Winchell N. N. & Winchell, A. N.: Elements of Optical Mineralogy. *New York*. Part 2. Description of minerals.

# ON THE SHAPE OF THE MAGNITUDE CALIBRATING FUNCTIONS FOR BODY WAVES AROUND 20°

J. VANĚK

Geophysical Institute, Czechoslovak Academy of Sciences, Prague

## SUMMARY

The influence of the earthquake magnitude on the shape of the magnitude calibrating functions for body waves around 20° was investigated. It is shown that the relatively fast changes of the calibrating functions in this distance range are not caused by the non-uniform distribution of the magnitudes of the earthquakes used. The increase in the amplitudes of P and S waves near 20° must be considered as a real phenomenon connected with the structure of the Earth's upper mantle.

## 1. Introduction

In recent papers by Bisztricsány [1] and Bisztricsány and Kiss [2] objections were made to the shape of the magnitude calibrating functions for body waves around the epicentral distance of 20°, as it was originally deduced by Gutenberg [3], Vaněk and Zátpek [4], and confirmed by Iosif and Radu [5]. The existence of an amplitude increase of direct body waves around 20°, found by Gutenberg [6] and then several times by different authors (Ruprechtová [7, 8], Romney [9], Vaněk and Stelzner [10, 11]), is considered dubious in paper [2]. The aim of this paper is to show the correctness in principle of the shape of the magnitude calibrating functions for body waves near 20°, which was doubted in papers [1, 2]. No attention is paid to the detailed shape of the magnitude calibrating functions, this question having been discussed in several recent papers [12, 13].

## 2. Calibrating Functions for Three Different Magnitude Ranges

Throughout this paper we shall use the following definition of the magnitude calibrating function

$$\beta(\Delta) = M - \log(A/T), \quad (1)$$

where  $M$  is the earthquake magnitude,  $A$  the maximum amplitude in  $\mu$  and  $T$  the corresponding period in sec of the wave group in question, and  $\Delta$  the epicentral distance in degrees.

The main objection [1, 2] to the shape of the calibrating functions for body waves defined by (1) near 20° is the non-uniform distribution of magnitudes in the distance range between 10° and 30°. It is supposed that the rela-

tively fast changes of the calibrating functions in this distance interval are caused by the difference in the absolute values of magnitudes in different epicentral distances, the distribution of which is very similar to the calibrating functions in the materials used in [4, 5].

It is true that it would be ideal if we could use earthquakes of the same magnitude when deriving the calibrating function  $\beta(\Delta)$ . However, it is very difficult at present to obtain such uniform material for the distance range in which we are interested. Therefore in all the previous investigations observational data based on earthquakes with different magnitudes were used. We can show, however, that the general shape of the calibrating functions derived for direct body waves is not caused by the non-uniform distribution of earthquake magnitudes with epicentral distance.

To prove this we used the observational material of the European stations Prague, Jena, Collmberg and Potsdam, collected and published in paper [12]. All the earthquakes applied were divided into three magnitude ranges:

class a: magnitude range 6.75–7.5;

class b: magnitude range 6.25–6.75;

class c: magnitude range 5.75–6.25.

For both PH and SH waves\* the values  $\beta$  based on the observational data of the four stations, after excluding the individual station effects [12], were plotted against the epicentral distance  $\Delta$ . The magnitudes  $M_{MH}$  based on the horizontal component of the surface waves were used as  $M$  in the Eq. (1). This was done because the values  $M_{MH}$  are independent of the calibrating functions  $\beta$  for body waves and the calibrating function for MH has a different shape from those for body waves in this distance range.

The results of this investigation are shown in Figs. 1–3 for PH and in Figs. 4–6 for SH. Simultaneously, the distribution of the magnitudes of the earthquakes with epicentral distance is shown in every figure. The curves  $\beta(\Delta)$  given in the figures were constructed by means of representative points obtained as centres of gravity of natural intervals by the usual methods (see e. g. [4, 12]); they are indicated by crosses in the figures. The coordinates of these representative points are given in Tab. 1 for PH and in Tab. 2 for SH. The numbers of earthquakes used (the last column in Tabs 1, 2) correspond to Tab. 1 in [12].

We see that in all the cases the  $\beta$ -curves have the same tendency: from  $12^\circ$  the quantity  $\beta$  decreases about the value of one magnitude unit or more, reaching the minimum value around  $18^\circ$ – $19^\circ$ , and then uniformly increases up to the epicentral distance of  $30^\circ$ . This general behaviour can be observed for all three magnitude ranges. There are naturally differences in the detailed course of the  $\beta$ -curves. The shift to smaller values of  $\beta$  for earthquakes of class *b* and *c* in comparison with those of class *a* is caused by the fact that the magnitudes  $M_{MH}$ , based on surface waves, were used for  $M$  in (1); thus the known divergence between the magnitude scales for body and surface waves [14, 15] plays a certain role.

\* The symbol H indicates the horizontal component.



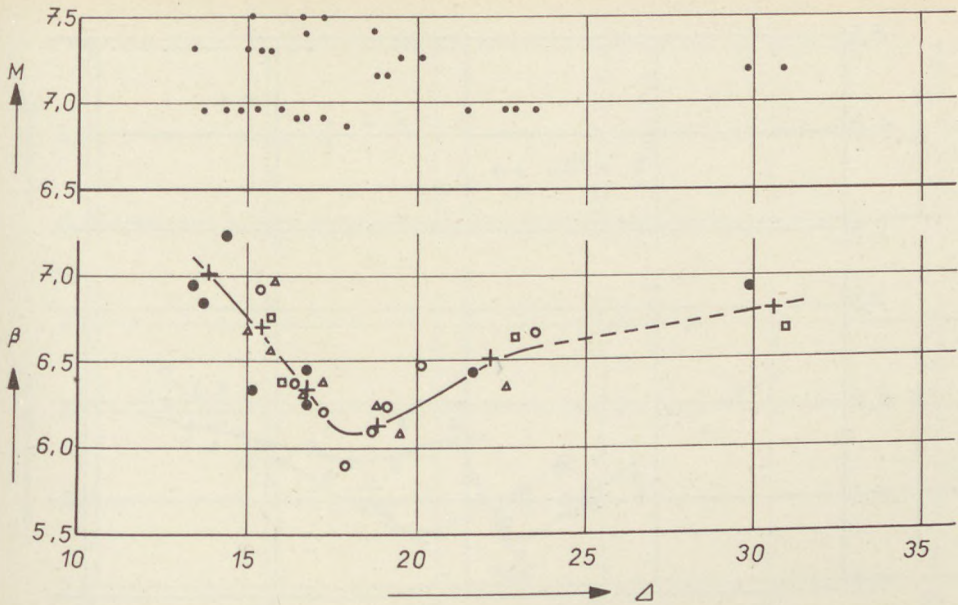


Fig. 1.  $\beta(\Delta)$ -curves for PH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$  for earthquakes of class *a* (magnitude range 6.75 – 7.5) and the distribution of magnitudes  $M_{MH}$  of earthquakes used. The observations are indicated by the following symbols: full circles for Prague, open circles for Jena, triangles for Collmburg, squares for Potsdam; representative points of natural intervals are indicated by crosses.

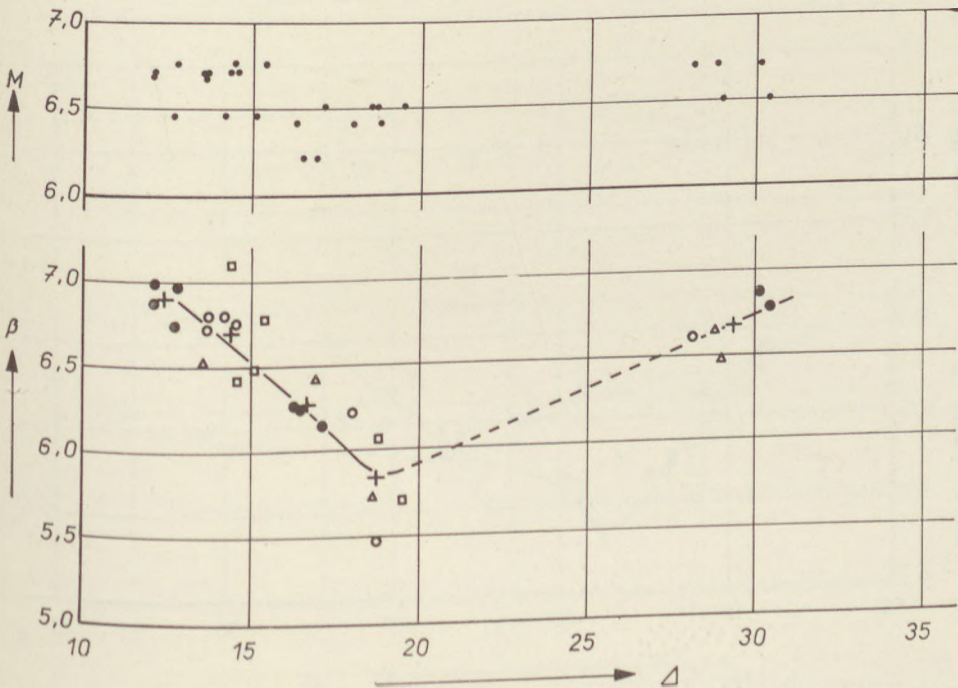


Fig. 2.  $\beta(\Delta)$ -curves for PH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$  for earthquakes of class *b* (magnitude range 6.25 – 6.75) and the distribution of magnitudes  $M_{MH}$  of earthquakes used.

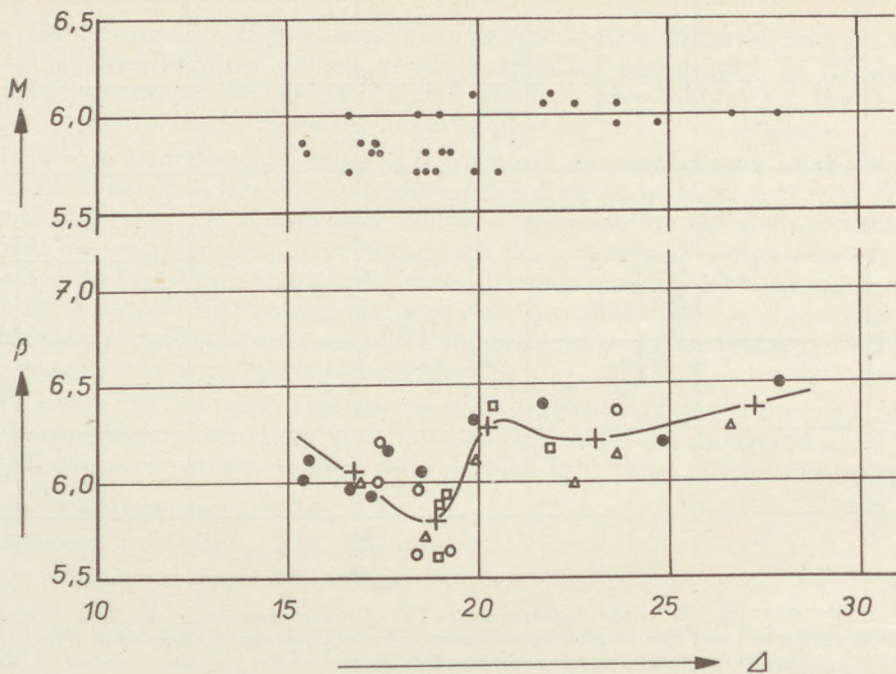


Fig. 3.  $\beta(\Delta)$ -curves for PH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$  for earthquakes of class c (magnitude range 5.75 - 6.25) and the distribution of magnitudes  $M_{MH}$  of earthquakes used.

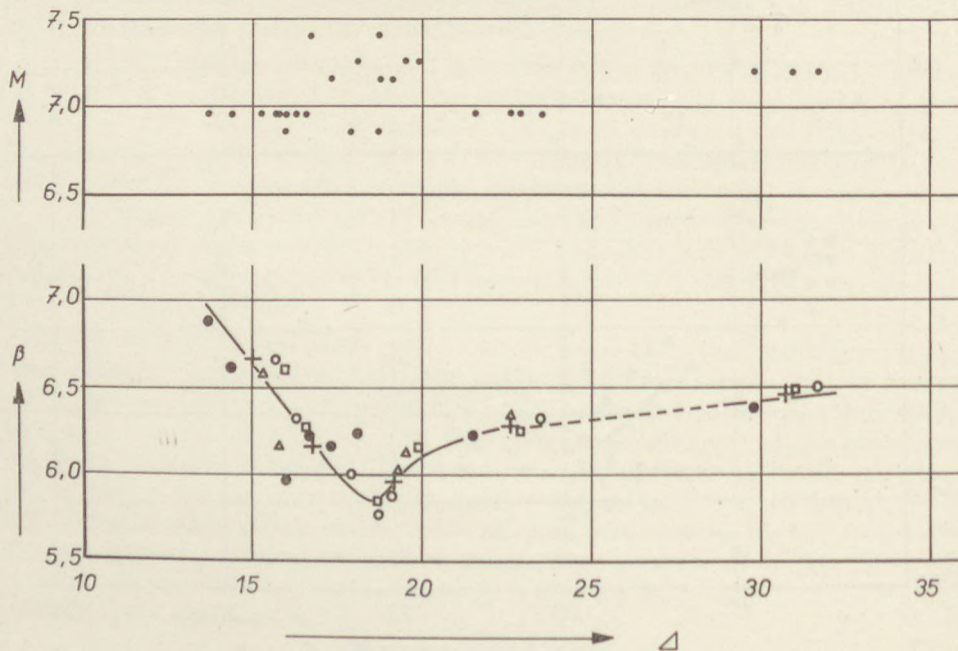


Fig. 4.  $\beta(\Delta)$ -curves for SH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$  for earthquakes of class a (magnitude range 6.75 - 7.5) and the distribution of magnitudes  $M_{MH}$  of earthquakes used.

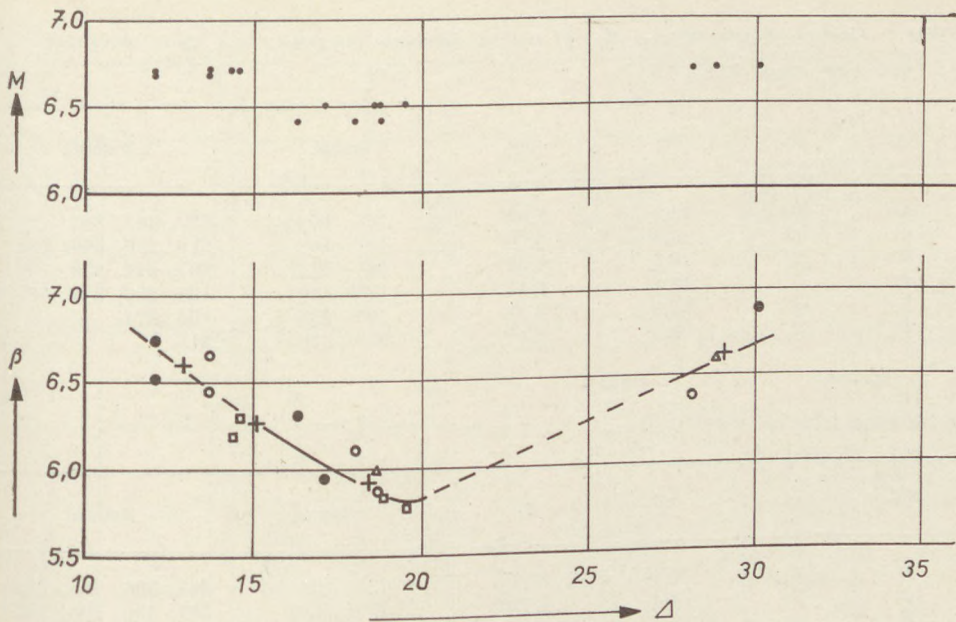


Fig. 5.  $\beta(\Delta)$ -curves for SH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$  for earthquakes of class *b* (magnitude range 6.25 - 6.75) and the distribution of magnitudes  $M_{MH}$  of earthquakes used.

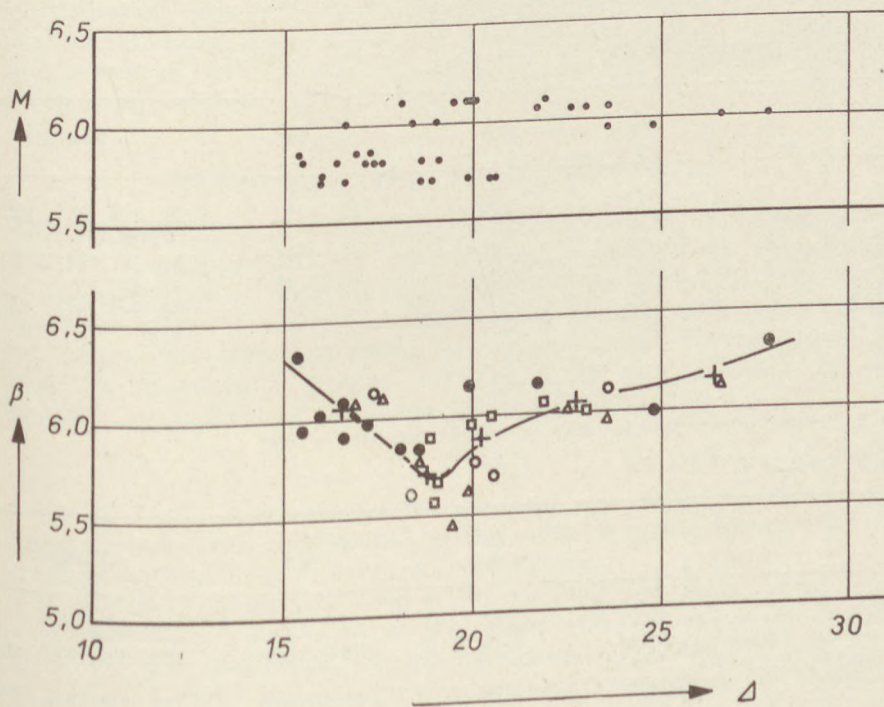


Fig. 6.  $\beta(\Delta)$ -curves for SH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$  for earthquakes of class *c* (magnitude range 5.75 - 6.25) and the distribution of magnitudes  $M_{MH}$  of earthquakes used.

Table 1. Centres of gravity ( $\Delta_T$ ,  $\beta_T$ ) of natural intervals for PH

a) Magnitude range 6.75-7.5

No	n	$\Delta_T$	$\beta_T$	$\Delta$ -range	Material
1	3	13.8	7.01	13° - 15°	230, 469, 682
2	6	15.4	6.70	15° - 16°	214, 230, 469, 682
3	7	16.7	6.33	16° - 17.5	207, 214, 230, 793
4	5	18.8	6.11	17.5 - 20°	166, 207, 374, 557
5	5	22.1	6.51	20° - 25°	166, 474
6	2	30.4	6.80	25° - 31°	313

b) Magnitude range 6.25-6.75

No	n	$\Delta_T$	$\beta_T$	$\Delta$ -range	Material
1	4	12.4	6.89	12° - 13°	387, 396, 706, 732
2	9	14.4	6.70	13° - 15°5	387, 396, 706, 732
3	4	16.7	6.27	15.5 - 17.5	357, 661, 794
4	5	18.7	5.84	17.5 - 20°	357, 661
5	5	29.3	6.67	25° - 31°	103, 803

c) Magnitude range 5.75-6.25

No	n	$\Delta_T$	$\beta_T$	$\Delta$ -range	Material
1	8	16.7	6.05	15° - 18°	54, 164, 211, 222, 718
2	8	18.8	5.80	18° - 19.5°	54, 57, 164, 211
3	3	20.1	6.28	19.5 - 21	57, 247
4	6	23.0	6.21	21° - 25°	62, 247, 815
5	2	27.2	6.38	25° - 30°	873

Table 2. Centres of gravity ( $\Delta_T$ ,  $\beta_T$ ) of natural intervals for SH

a) Magnitude range 6.75-7.4

No	n	$\Delta_T$	$\beta_T$	$\Delta$ -range	Material
1	5	15.0	6.66	13° - 16°	230, 469
2	8	16.8	6.16	16° - 18.5	166, 207, 374, 469, 557
3	6	19.1	5.96	18.5 - 20.5	166, 207, 374, 557
4	4	22.6	6.28	20.5 - 25°	474
5	3	30.8	6.45	29° - 32°	313

b) Magnitude range 6.25 - 6.75

No	n	$\Delta_T$	$\beta_T$	$\Delta$ -range	Material
1	4	12.9	6.59	12° - 14°	387, 396
2	3	15.1	6.26	14° - 17°	357, 387, 396
3	6	18.4	5.91	17° - 20°	357, 661
4	3	29.0	6.62	28° - 31°	103

c) Magnitude range 5.75 - 6.25

No	n	$\Delta_T$	$\beta_T$	$\Delta$ -range	Material
1	9	16.6	6.05	15° - 18°	54, 164, 211, 222, 276, 718, 864
2	8	18.8	5.70	18° - 19.5	54, 57, 72, 164, 211
3	6	20.2	5.87	19.5 - 21°	57, 72, 247
4	6	22.7	6.04	21° - 24°	62, 247, 815
5	3	26.4	6.15	24° - 30°	815, 873

It can be also seen that there is no systematic tendency in the distribution of magnitudes within the individual classes of earthquakes and thus this distribution does not in principle influence the shape of the magnitude calibrating functions. The conformable results for all three magnitude classes in the case of both PH and SH waves are the first argument against the suggestions published in [1, 2].

### 3. Magnitude Independent Gradient Curves

The shape of the magnitude calibrating functions for body waves can be checked by a method which is entirely independent of the magnitude  $M$ . Using the materials of four European stations published in [12] we have simultaneous observations of amplitudes and periods in a small distance interval  $d\Delta$  at more than one station for most earthquakes in question\*. After applying the appropriate station corrections we can estimate for every earthquake the gradient of the magnitude calibrating curve

$$\gamma = -da/d\Delta, \quad (2)$$

where  $a = \log(A/T)$ . The value of the gradient was estimated per 1° of the epicentral distance and coordinated to the mean  $\Delta$  in the interval  $d\Delta$ . Thus the gradient curves  $\gamma = \gamma(\Delta)$  could be constructed.

This method was already used when checking the shape of the amplitude curves for body waves in paper [11], where the gradient of the amplitude curve  $\alpha = -\gamma$  was considered. The gradient curves  $\gamma(\Delta)$  for PH and SH are shown in Figs. 7 and 8 in the epicentral distance range from 13° to 30°.

\* The maximum possible value of  $d\Delta$  is 2.5° (distance between Prague and Potsdam).

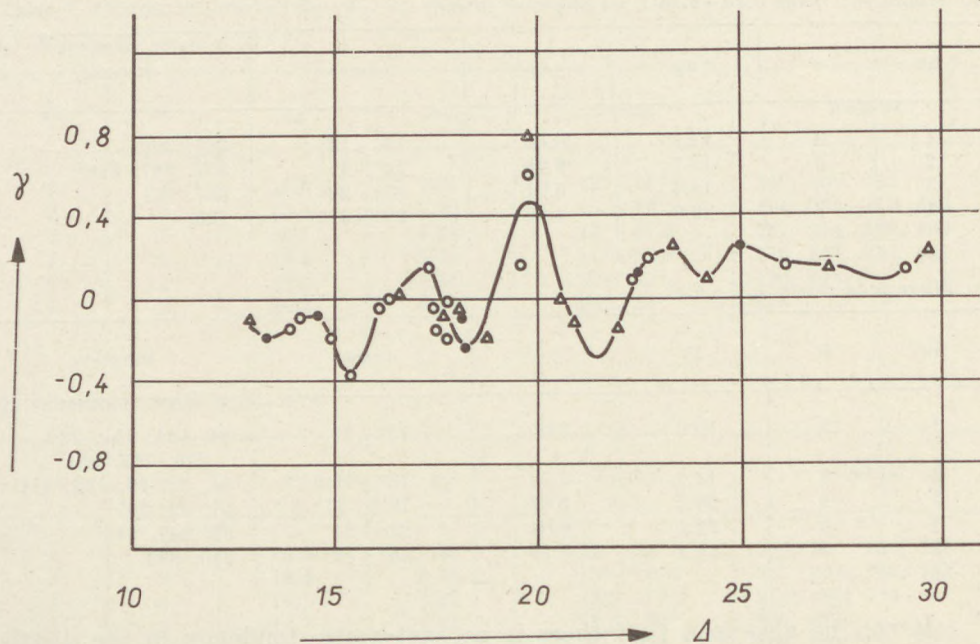


Fig. 7. Gradient curves  $\gamma(\Delta)$  for PH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$ . The gradients are indicated as follows: estimated from 4 observations by full circles, from 3 observations by open circles, from 2 observations by triangles.

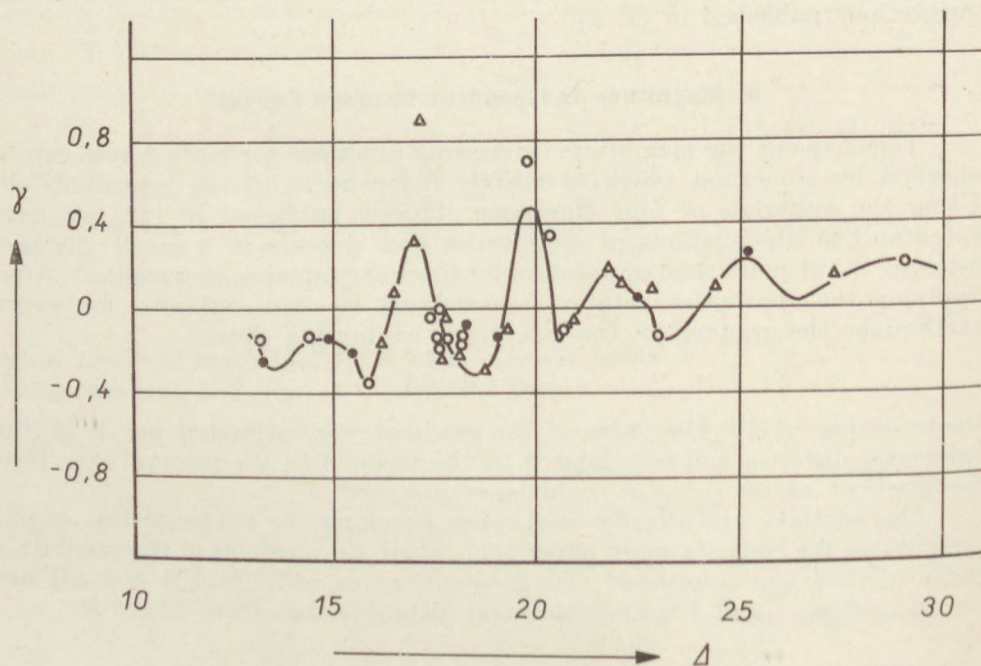


Fig. 8. Gradient curves  $\gamma(\Delta)$  for SH in the distance range  $10^\circ - 30^\circ$ .

The shape of the calibrating curves can be obtained independently of the magnitude  $M$  by integrating the gradient curves. Then

$$\beta(\Delta) = \int \gamma(\Delta) d\Delta. \quad (3)$$

The integration of the curves given in Figs. 7 and 8 was carried out graphically, the step of integration being  $0.1^\circ$ . The resulting curves are shown in Fig. 9; the integration constants were excluded by satisfying the condition  $\beta(13^\circ) = 6.87$  for PH and  $\beta(13^\circ) = 6.54$  for SH, respectively. We see a clear minimum near  $19^\circ$  in both cases.

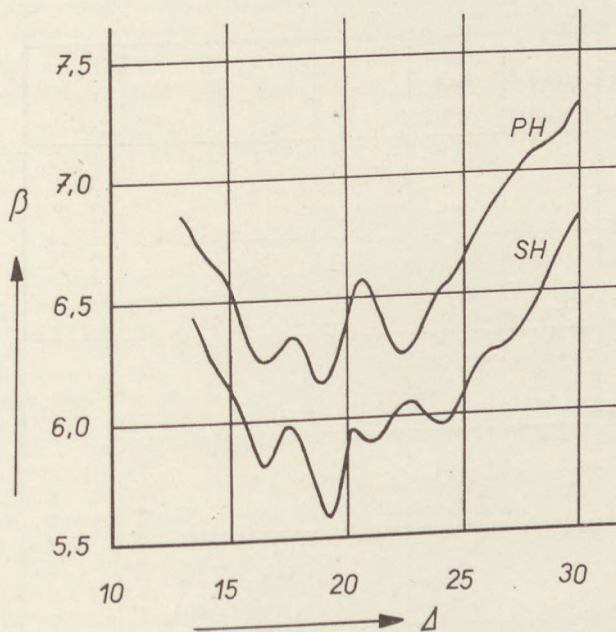


Fig. 9. Magnitude calibrating functions for PH and SH derived by integration of gradient curves in the distance range 10–30°.

The magnitude calibrating curves derived by means of the magnitude independent gradient curves are in general accord with the results of the preceding paragraph and confirm the results of previous investigations. This is the second argument against the suggestions published in papers [1, 2].

#### 4. Evidence from Amplitude Curves

The results obtained in the preceding two paragraphs are in good agreement with the investigations dealing with amplitude-distance curves of direct body waves in the distance range in question [6–11, 16]. In all the studies quoted an increase in the amplitudes of direct body waves near the epicentral distance of  $20^\circ$  was observed. The exact position of the maximum of the amplitude curve varies for different authors, this phenomenon being

connected with the regional differences in the structure of the Earth's upper mantle. As an example, the amplitude curve for P waves obtained by Ruprechtová [8] on the basis of observations of 5 selected earthquakes at 38 stations is reproduced in Fig. 10. We see a clear increase of amplitudes near  $20^\circ$  in spite of the relatively large scattering of the observations caused mainly by the fact that the individual station corrections could not be taken into consideration. Thus the existing amplitude curves of body waves confirm also the shape of the magnitude calibrating functions in the distance range around  $20^\circ$ .

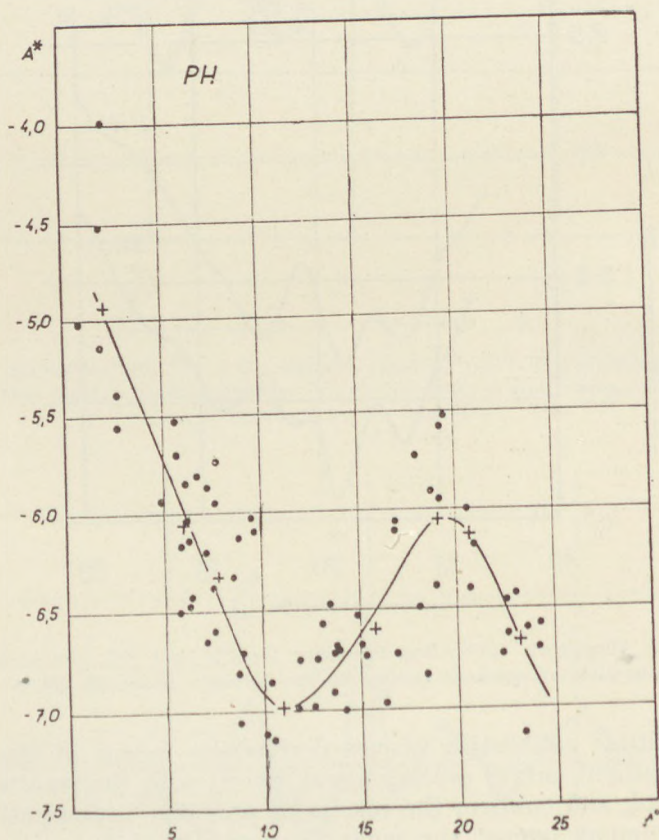


Fig. 10. Amplitude-distance curve for PH waves after Ruprechtová [8];  $A^* = \log(A/T) - M$ .

The magnitude-distance distribution found in [1] can be easily explained. When deriving the calibrating functions all the earthquakes with measurable amplitudes of body waves were used. Thus in the range of the amplitude increase around  $20^\circ$  earthquakes with smaller magnitudes could be applied than could be done e. g. around  $12^\circ$  or  $30^\circ$ .



## 5. Conclusion

In the present paper the influence of the magnitude distribution of earthquakes, used for deriving the magnitude calibrating functions for direct body waves, on their shape at epicentral distances between  $10^\circ$  and  $30^\circ$  was investigated. The opinion put forward in papers [1, 2], that the magnitude distribution was the decisive factor influencing the shape of the calibrating functions, could not be proved. On the contrary, by analyzing this question using two independent methods (see Par. 2, 3) it was found that the behaviour of the magnitude calibrating functions in the distance range considered agreed with the results of previous investigations [3, 4, 5], doubted in papers [1, 2]. The existing amplitude curves for direct body waves support this result. It seems therefore that the anomalous amplitude increase of direct body waves near  $20^\circ$  is actually a real phenomenon, which is closely connected with the structure of the Earth's upper mantle.

## REFERENCES

1. Bisztricsány, E.: The problem of the magnitude equations of body waves. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica* **IV**. 31–34. 1960.
2. Bisztricsány, E. and Kiss, Z.: A body-wave magnitude-equation for shallow-focus earthquakes. *Annales Univ. Sci. Budapestinensis, Sectio Geologica* **V**. 3–9. 1961.
3. Gutenberg, B.: Amplitudes of P, PP and S and magnitudes of shallow earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.* **35**. 3–12. 1945.
4. Vaněk, J. and Zátopek, A.: Magnitudenbestimmung aus den Wellen P, PP und S für die Erdbebenwarte Prag. *Travaux Inst. Géophys. Ac. Tchécosl. Sci. No. 26, Geofysikální sborník 1955*, 91–120.
5. Iosif, T. și Radu, C.: Determinarea magnitudinilor din undele P și S la stațiunea București. *Studii și cercetări de astronomie și seismologie* **IV**. 231–245. 1959.
6. Gutenberg, B.: On the layer of relatively low wave velocity at a depth of about 80 kilometers. *Bull. Seism. Soc. Am.* **38**. 121–148. 1948.
7. Ruprechtová, L.: Dependence of amplitudes of seismic body waves on the distance. *Studia geophys. et geodaet.* **2**. 397–399. 1958.
8. Ruprechtová, L.: Travel-time curves and amplitude-distance curves of the P and S waves at distances smaller than  $30^\circ$ . *Travaux Inst. Géophys. Ac. Tchécosl. Sci. No. 106, Geofysikální sborník 1959*, 145–159.
9. Romney, C.: Amplitudes of seismic body waves from underground nuclear explosions. *J. Geophys. Res.* **64**. 1489–1498. 1959.
10. Vaněk, J. and Stelzner, J.: Oscillatory character of amplitude curves for seismic body waves. *Nature* **187**. 491–492. 1960.
11. Vaněk, J. and Stelzner, J.: Amplitudenkurven der seismischen Raumwellen. *Gerlands Beitr. Geophys.* **71**, 105–119. 1962.
12. Vaněk, J. and Stelzner, J.: Einheitliche Bestimmung von Erdbebenmagnituden für mitteleuropäische Stationen. *Travaux Inst. Géophys. Ac. Tchécosl. Sci. No. 136, Geofysikální sborník 1960*, 299–399.
13. Vaněk, J. and Stelzner, J.: The problem of magnitude calibrating functions for body waves. *Annali di Geofisica* **13**. 393–407. 1960.
14. Gutenberg, B. and Richter, C. F.: Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica* **9**. 1–15. 1956.
15. Vaněk, J. and Stelzner, J.: Bestimmung der Magnitudengleichungen für Jena. *Gerlands Beitr. Geophys.* **68**. 75–89. 1959.
16. Pasečnik, I. P., Kogan, S. D., Sultanov, D. D. i Cibulskij, V. I.: Rezultaty sejsmičeskich nabljudenij pri podzemnyh jadernych i trotilovych vzryvach. *Trudy Inst. fiziki Zemli AN SSSR No. 15*, 3–52.



# MEGALODUS COMPLANATUS ITALICUS N. SSP.

E. VÉGH-NEUBRANDT

Institut für Angewandte Geologie der Eötvös Universität, Budapest  
(Eingegangen: 1. Dezember, 1962.)

## ZUSAMMENFASSUNG

Vorliegende Studie gibt die Beschreibung des nomen nudum, das durch Kutassy in den „Fossilium Catalogus“ aufgenommen wurde. Der Studie lag das Kutassy'sche Original-, sowie das aus dem Bakony-Gebirge stammende Exemplar zugrunde.

Der Name der Unterart ist ein nomen nudum, welches durch Kutassy in den Fossilium Catalogus aufgenommen wurde, unter Bezugnahme auf seine in Vorbereitung befindliche Megalodus-Monographie. Das zu besprechende Original-exemplar steht uns zu Verfügung. Das sich im Eigentum des Mailänder Museo Civico befindliche Exemplar stammt vom Fundort Cava Puricelli (Varesotto) aus dem Hauptdolomit; gesammelt von E. Mariani im Jahre 1927.

Auf dem Originalzettel ist die Bestimmung vermerkt: *Megalodus complanatus* Gümb., var. *segestana* Di Stef.; dieser Name wurde von Kutassy auf var. *italica* modifiziert, jedoch wurde eine diesbezügliche Beschreibung oder Abbildung nicht veröffentlicht. In den Jahren 1934 und 1936 fand J. Tomor-Thirring während der Bearbeitung der Dudarer Megalodonten-Fauna diese Form vor, und veröffentlichte unter Bezugnahme auf das Original von Kutassy eine kurze vergleichende Beschreibung, jedoch ebenfalls ohne Abbildung. Die Abschaffung dieses nomen nudum wird ausser dem vorhin Geschilderten auch dadurch motiviert, dass diese Form in den letzten Jahren auch von S. Pantić-Prodanović in den jugoslawischen Triasschichten vorgefunden wurde; in Ermangelung einer Beschreibung konnte aber ihre Identität nur durch den Vergleich an Ort und Stelle mit dem ungarischen Exemplar nachgewiesen werden.

### *Megalodus complanatus italicus* n. ssp.

1934. *Meg. complanatus* Guembel var. *italica* Kut. Tomor-Thirring: Geol. Verhältnisse d. Sürü Gruppe im Bakonygebirge. Inaug. Diss. S. 32.  
1934. *Megalodus complanatus* Guembel var. *italica* Kutassy. Fossilium Catalogus, pars. 68, p. 32.  
1936. *Meg. complanatus* Guembel var. *italica* Kut. Tomor-Thirring: Paläontologische Neuigkeiten aus dem Bakony-Gebirge. Földtani Közlöny, 1936. S. 55.

**Beschreibung des Originals:** Ein guterhaltener Steinkern beider Klappen. Der vordere Rand ist ein wenig beschädigt, der Schlossrand und die Muskeleindrücke mangelhaft erhalten. Die Zugehörigkeit zu der Art *M. complanatus* Gümb. wird durch die abgeplattete Form, den in ein Dreieck fassbaren, hin-

ten charakteristisch abgerundeten Umriss, den scharfen Hinterrand, die stärkere Ausbildung der linken Klappe, die nach vorne gebeugten Wirbel, die entlang der Lunulagrenze sich befindenden und an den Enden der Wirbel zu den Seiten der Klappen zurückgebogenen Gefässleisten des Mantels bewiesen.

Die Unterscheidung von der Art selbst wird durch die verlängerte Gestalt, besonders die ausserordentliche Höhe der Wirbelpartie und der Lunula motiviert. Die Wirbel beugen sich nicht in dem Masse nach vorne, wie es bei den übrigen Unterarten der Fall ist und demzufolge wird die abnormal hohe und fast bis zum unteren Rand sich erstreckende Lunula durch einen besonders steilen Rand umgrenzt. Infolge der längsgerichteten Ausbildung der Form ist auch der Ablauf des Hinterrandes besonders steil. Die Area ist gross, flach und deutlich umgrenzt. Sie erstreckt sich bis zum Unterrand.

Die Tendenz zu einer Verlängerung und der Ausbildung einer hohen Lunula kommt bereits bei der Unterart *Megalodus complanatus segestanus* Di Stefano zur Geltung, jedoch nirgends in solcher Masse zum Ausdruck. Die Area von *M. complanatus segestanus* Di Stef. ist ebenfalls gross, gut abgegrenzt, jedoch etwas seichter als bei der Unterart *italicus*.

Masse:

		Original (Cava Puricelli, Varesotto)	Dudarer Exemplar
Höhe	der rechten Klappe	115 mm	108 mm
	der linken Klappe	126 „	102 „
Breite	der rechten Klappe	82 „	82 „
	der linken Klappe	85 „	93 „
Dicke	der rechten Klappe	28 „	22 „
	der linken Klappe	37 „	30 „
Lunula- höhe	der rechten Klappe	58 „	43 „
	der linken Klappe	67 „	57 „
Lunula- breite	der rechten Klappe	28 „	24 „
	der linken Klappe	30 „	27 „

Mit Hilfe des Dudarer *Megalodus complanatus italicus* Exemplares können wir die Beschreibung noch ergänzen. Bei diesem ist nämlich auch die Schlossplatte und der Muskeleindruck der rechten Klappe erhalten geblieben. Der

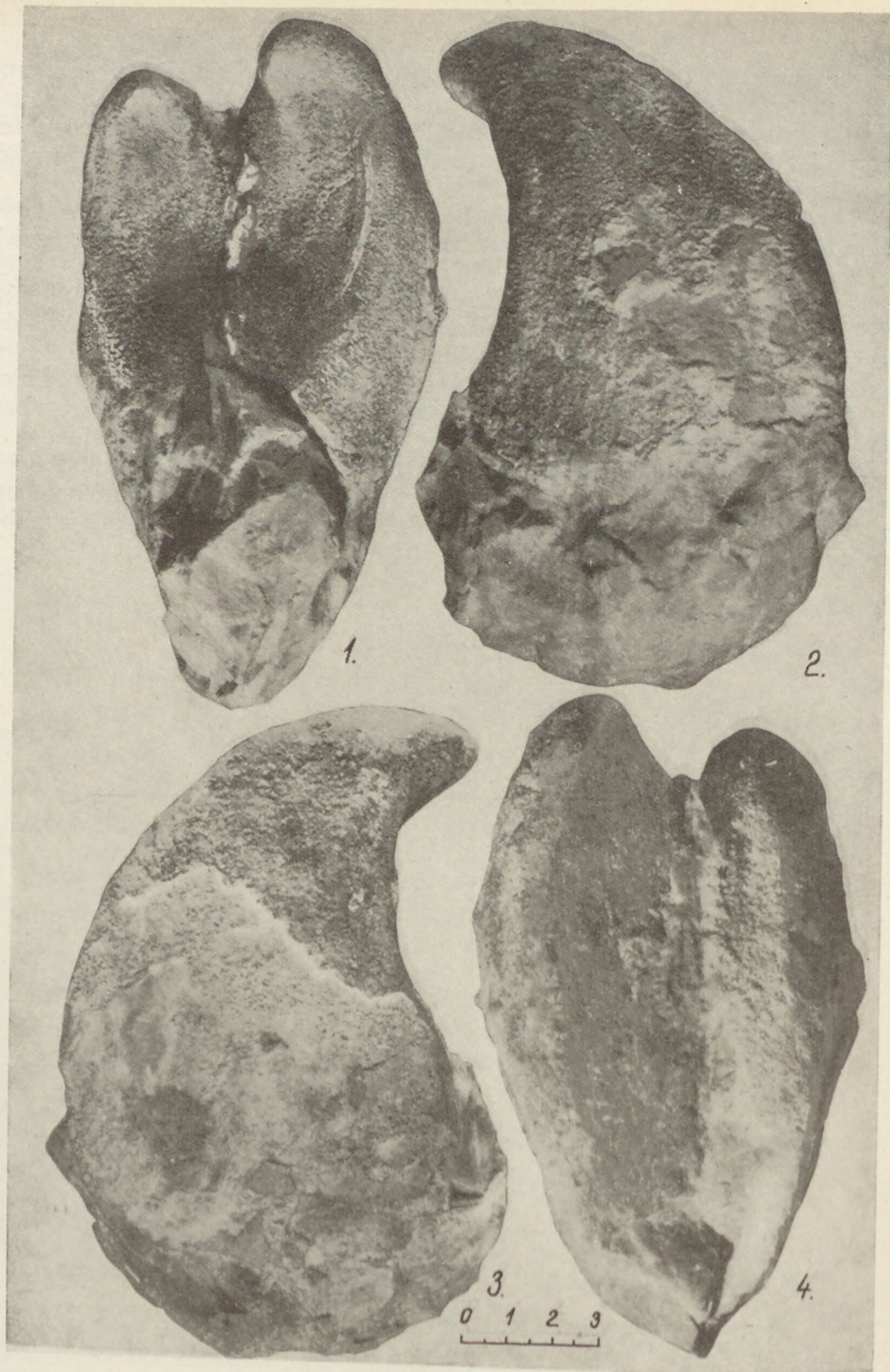
einzig, mächtige Zahn der linken Klappe, der beinahe senkrecht steht und dem Lunularande entsprechend ein wenig nach hinten gebogen ist, lässt sich genau erkennen. Vor ihm liegt eine tiefe Zahngrube. Der Zahn der rechten Klappe ist fragmentarisch, die Zahngrube ist jedoch gut erhalten und zeigt auch die Teilung.

Der Muskeleindruck der rechten Klappe stützt sich vorne auf eine scharfe, kleine Erhebung, ist isometrisch, fast rund. Der Charakter des Schlosses, sowie des Muskeleindrucks entspricht vollkommen dem der Grundart.

Im Zusammenhang mit dem Dudarer Exemplar soll noch erwähnt werden, dass seine linke Klappe noch stärker und höher entwickelt ist, als die des Originalen, übrigens ist es mit ihm vollkommen übereinstimmend. Die Asymmetrie grösseren Grades ist jedoch auf einen kleineren Druck zurückzuführen.

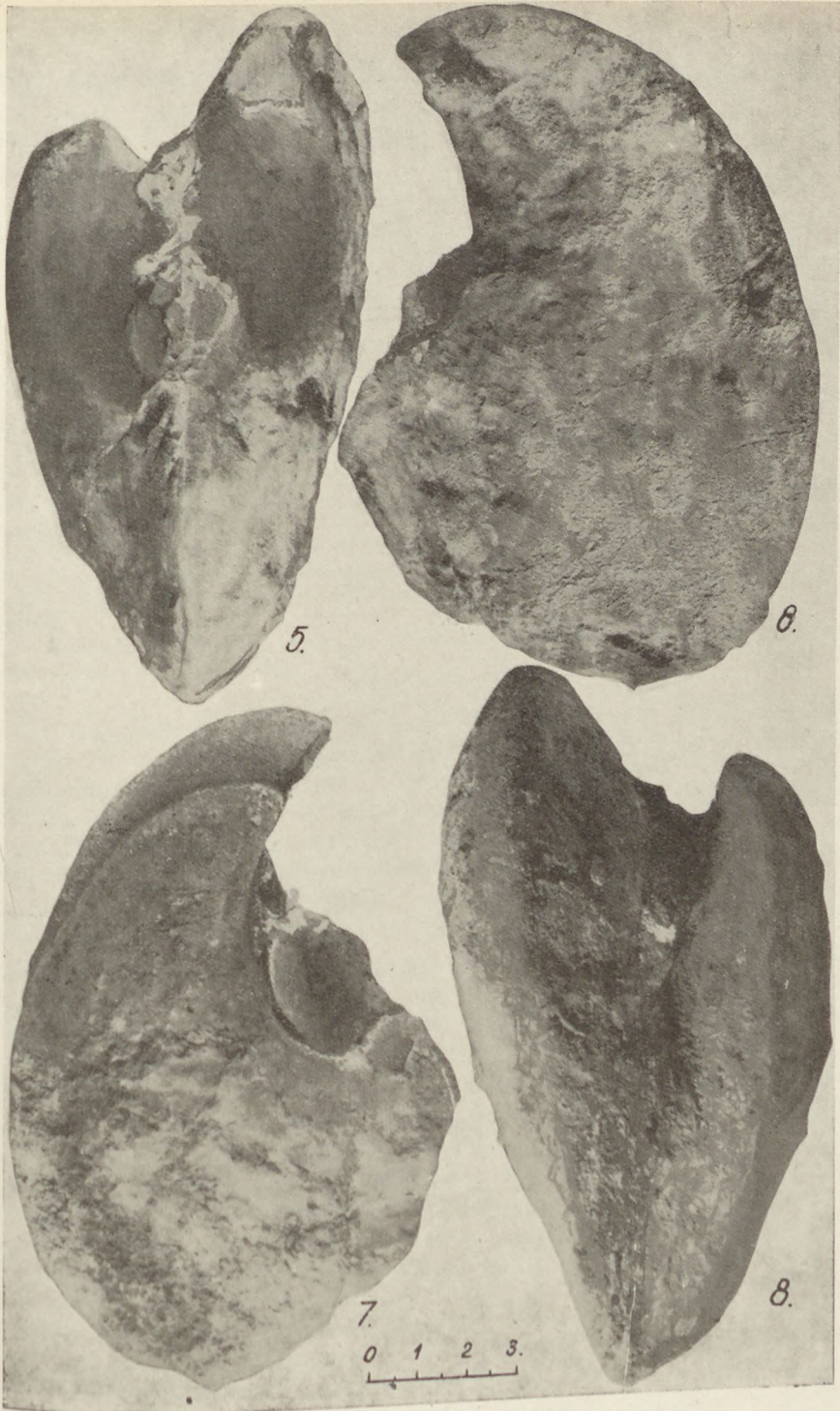
Das Alter der Unterart wird von *K u t a s s y* als rhätisch angegeben. Das Original exemplar stammt jedoch aus dem norischen Hauptdolomit.

*T o m o r - T h i r r i n g* schrieb der Fauna des Dudarer Fundortes ein rhätisches Alter zu. Diese Einstufung bedarf aber noch genauerer Untersuchungen. Vorläufig müssen wir also das Alter der Unterart als norisch-rhätisch betrachten.



Tafel I.

1-4. *Megalodus complanatus italicus* n. ssp. Cava Puricelli, Varesotto, Italien. Aus Hauptdolomit. Originalexemplar.



Tafel II.

5-8. *Megalodus complanatus italicus* n. ssp. Dudar, Bakonygebirge, Ungarn. Aus Dachsteinkalkstein. Das in der Arbeit von Tomor-Thirring besprochene Exemplar





# DIE DURCH GIPSAUFLÖSUNG ENTSTANDENE POROSITÄT IN DEN UNGARISCHEN TRIAS-DOLOMITEN

E. VÉGH-NEUBRANDT

Institut für Angewandte Geologie der Eötvös Universität, Budapest  
(Eingegangen: Nov. 2. 1962.)

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfasserin ist der Meinung, dass die Löchrigkeit einiger ungarischer Dolomite, die mit der Auflösung organischer Überreste nicht in Zusammenhang gebracht werden kann, von nachträglicher Gipsauflösung herrührt. Ihre Beweise sind:

1. Die in den Begleitgesteinen der Kampiler porösen Dolomite vorgefundenen Gipskristall-Ausscheidungen.
2. Die Formenidentität der Dolomitporen mit den Gipskristallmassen.
3. Die übersaline Fazies des kohlenwasserstoffhaltigen Begleitgesteins.
4. Die vollkommene Fossilfreiheit des Gesteins im Gegensatz zum Faunenreichtum der Begleitgesteine.
5. Die Analogie mit Gipsbildungen, die in gleichem Niveau in einer grossen regionalen Verbreitung anzutreffen sind.

In der ungarischen Trias treten charakteristische poröse Dolomitabarten in mehreren Horizonten auf. Ein Teil ihrer Entstehungsprobleme knüpfen sich an die immer noch ungelösten allgemeinen Fragen der Dolomitgenese, die Ausbildung ihrer Porosität ist mit voller Sicherheit auf die Hohlräume des Gerüsts der Kalkalgen zurückzuführen. Dies bezieht sich in erster Linie auf die Diploporendolomite der Ladinstufe, sowie auf die Algendolomiten des Nors.

Die Porosität der Karner Dolomite, die durch die Auflösung der Schalen von kleinen Megalodonten entstand, ist anderen Charakters.

Auffällig ist jedoch die voneinander abweichende Struktur der Seiser-Kampiler wabenförmigen und porösen Dolomite und der porösen dickbankigen Dolomitschichten der Norstufe, die mit der Auflösung organischer Reste auf keinen Fall zu erklären ist.

Betreffs der norischen porösen Dolomitschichten wurde bereits die Meinung geäußert, dass sie durch nachträgliche Auflösung von Salzen, die leichter löslich als der Dolomit sind (Kalzit, Gips, Steinsalz?!), entstanden sind [3, 15–16 p.]. In Ermangelung von Beweisen blieb aber diese Annahme nur eine Vermutung. Während meiner Studienreise in Frankreich verstärkte sich diese Meinung in mir. Dort sind zwischen Arboras und Vacquerie (Hérault), sowie zwischen Digne und Barles (Basses Alpes) in den untersuchten Keuperprofilen poröse Dolomitzwischenlagerungen vorzufinden. In diesen Dolomiten sind jedoch, wenn auch selten, Perimorphosen von Steinsalz- und Gipskristallen zu sehen, während in den tonig-mergeligen Begleitschichten sporadische kleine Gipsausscheidungen und Kristallgruppen verblieben. Die in die Serie zwischenlagerten Gipschichten von mehreren Metern beweisen ebenfalls die Ausbildung einer übersalinen Fazies (Abb. 1). Auf diese Weise ist die Erklärung nahelegend, dass die Porosität des Dolomits durch Salzauslösung entstanden sei.

Für diese Entstehungsart der Porosität der ungarischen Seiser und Kampiler, ferner der norischen Dolomite lieferte allein die vollkommene Fossilfreiheit dieser Dolomite den einzigen Beweis. Die Seiser und besonders die mittleren

Kampiler porösen-löchrigen Dolomite des Balatonhochlandes sind besonders faunenreichen Schichten zwischengelagert. Der mächtige mittelkampile Dolomit von grosser Ausdehnung ist zwischen etwa 30 Arten führenden unterkampilen Tirolitenmergel und den oberen Kampiler blättrigen Kalkstein gelagert; letzter enthält weniger Arten, aber *Natiria subtilistriata* und winzige Myoconchen in grossen Mengen. Die vollständige Faunafreiheit des Dolomits ist also sehr auffällig. In dieser Beziehung ist er selbst mit dem anisichen (Megyeberger) Dolomit, der dem plattigen Kalkstein überlagert ist, nicht zu vergleichen. Die Makrofauna des letzteren ist auch ausserordentlich arm, die Kalkalgen *Diplopora annulata*, wie auch die Girvanellen sowie die Krinoidenstielglieder sind in ihm jedoch häufig vorzufinden (Abb. 2.).

Die vollkommen fossilfreien porösen Dolomite der Norstufe wechseln mit dichten Dolomitbänken ab. Die besonders reiche Fauna der letzteren besteht aus Megalodonten, ferner aus Myophorien, Pleuromyen, Turritellen, usw. Bisher sind 56 Arten bekannt, dagegen hat das intensive Sammeln der verflossenen hundert Jahre nicht eine einzige Algen- oder Faunenspur im porösen-löchrigen Dolomit zum Vorschein gebracht.

Die löchrige Struktur der Seiser, Kampiler und Norischen Dolomite kann also nicht auf Fossilien zurückgeführt werden, vielmehr müssen wir einen anorganischen Ursprung vermuten.

Der Beweis konnte am Iszkaberg (Nordost-Teil des Bakony-Balatongebirges) erbracht werden. Der poröse-löchrige Dolomit ist hier vom plattigen Kalkstein überlagert. Am Gipfel ist dem Kalkstein wieder eine Bank von löchrigen Dolomit zwischengelagert. Infolge mangelhafter Aufschlussverhältnisse ist es schwer festzustellen, ob es sich um eine zwischengelagerte Dolomitbank, oder um die Wiederholung der Schichtreihe entlang eines Bruches handelt. Im Hangenden des plattigen Kalksteins findet sich der anisiche (Megyeberger) Dolomit (Abb. 2). Im plattigen mergeligen Kalkstein, der das unmittelbare Hangende der dem plattigen Kalkstein zwischengelagerten Dolomitbank bildet, gelang es mir solche Stücke zu sammeln, in denen Gipskristalldrüsen von

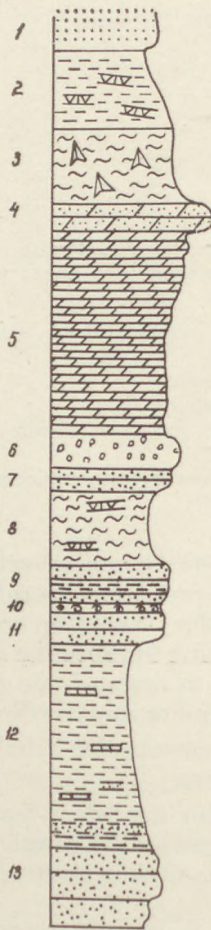


Abb. 1. Profil eines gipsführenden triadischen Komplexes auf dem Wege zwischen Arboras und Vacquerie (Hérault), Frankreich. 1. Grobkörniger Quarzsandstein. 2. Grüner und roter Argillit mit Dolomitbänken. 3. Sandiger Mergel mit Gipstrümmern. 4. Poröser Dolomit von dichter Grundmasse. 5. Dolomit von feiner und homogener Struktur. 6. Grobkörniger Quarzsandstein. 7. Feinkörniger Sandstein. 8. Bunter, gelb-schwarzer Mergel mit würfelförmigen Pseudomorphosen. 9. Mergeliger Sandstein. 10. Myophorien-Horizont. 11. Glimmeriger Sandstein mit Pflanzenresten und Wellenfurchen. 12. Schwarzer Mergel mit Sandstein- und Dolomit. Zwischenlagerungen, 13. Basissandstein.

3–8 mm Durchmesser sowie dünne Gipsnadeln von derselben Länge vorzufinden waren (Taf. II., Taf. III. 3.).

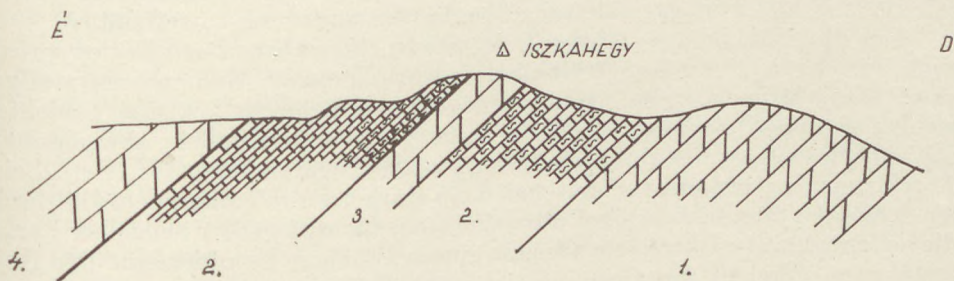


Abb. 2. Skizzenhaftes Profil der Kampiler Schichten am Iszkaberg. 1. Mittlerer Kampiler poröser Dolomit. 2. Oberer Kampiler plattiger Kalkstein. 3. Zwischengelagerter oder entlang einer Verwerfung sich wiederholender löchriger Dolomit. 4. Anisischer Megyeberger Dolomit.

Die Kristalle sind an den Schichtflächen herauspräpariert und in den Schichtebenen gelegen; sie sind aber auch im Innern des zerschlagenen Gesteins zu finden. Das Gestein hat im Durchschnitt einen Gipsgehalt von 5%. Der Gips ist also nicht einheitlich verteilt, er konzentriert sich vielmehr in Kristallklumpen. Sulphate sind im Dolomit nur in Spuren vorzufinden. Offenbar stehen wir hier derselben Erscheinung gegenüber, wie bei dem eingangs erwähnten Beispiel. Der leicht lösliche Gips wurde aus dem Dolomit von größerem Porenvolumen restlos ausgelöst; jedoch verblieb er im wasserdichten mergeligen Kalkstein, der mit ihm in unmittelbarer Verbindung stand. Bei Untersuchung der Form der Dolomitporen finden wir nadelförmige Poren vor, deren Grösse mit den Gipskristallen identisch ist und vorwiegend an einzelne und sternförmig geordnete Gruppen erinnert. (Taf. I. 2, 3. Taf. II. 2–4.); es besteht also eine vollkommene Übereinstimmung zwischen den Gipskristallen und den Dolomitporen andererseits. In den tieferen Nebengesteinen einerseits und den Dolomitporen andererseits. In den tieferen Dolomithorizonten sind die Poren stellenweise grösser. Hier sind vermutlich ursprünglich grössere Gipsdrusen entstanden, die dann nachträglich ausgelöst worden sind. Unsere Untersuchungen befassten sich nur mit Mustern von der Oberfläche. In Bohrkernen dürfte noch der ursprüngliche Gipsgehalt aber zuminder in Teil desselben anzutreffen sein. Diese Annahme wird durch die 1962 abgeteufte Bohrung von Tabajd bestätigt, wo in diesem stratigraphischen Horizont ein Dolomit mit 1–2 cm grossen Gipsknollen und auch reiner Gipschichtchen durchquert wurde.

J. Ricour [1] stellt fest, dass einzelne Gipskristalle sich auch diagenetisch aus dem in die Gesteinspalten eingeschlossenen Salzwasser bilden können. Hier finden wir jedoch in demselben Horizont (Tabajd usw.) primäre Gipsausscheidung von grösserer Menge vor und können wir demzufolge die Iszkaberger Gipsausscheidung nicht als eine isolierte, diagenetische Bildung betrachten.

Die Hohlräume im Iszkaberger Dolomit sind von einander vollen Poreneffektive oder kommunizierende Porosität ist also nicht mit dem vollen Porenvolumen identisch. Das aus dem Gewicht, ferner spezifischen Gewicht und Volumen errechnete Porenvolumen beträgt 32%, das kommunizierende, effekt-

tive Porenvolumen (im Porosimeter bestimmt) dagegen nur 19%. Die Auslösung geschah also durch die Poren, die sich zwischen den Dolomitmikörnern befinden. Durch ihre Erweiterung nahm also anscheinend der Wert der effektiven Porosität im Verhältnis zu der ursprünglichen noch zu. Diese Porenordnung spricht jedenfalls dafür, dass die Ableitung aus der Salzauslösung zutreffend ist.

Für die Ausscheidung dieser Dolomite in einer übersalinen Fazies spricht auch der im plattigen Hangendkalkstein vorkommende Kohlenwasserstoffgehalt. Dunkelgraue, linsenförmig ausgekeilte, fast schwarze kleine Schichten melden sich im Kalkstein; in anderen Schichten ist eine parallele, abwechselnde Schichtfolge mit Autigenbrekzienbildung zu beobachten (Taf. IV. 1, 2.). Beim Anschlagen des Gesteins verbreitet sich ein starker Petroleumgeruch. Die dunklen Schichten lumineszieren bei ultraviolettem Licht in greller hellgelber Farbe, die helleren grauen Oberflächen zeigen eine schwächere Lumineszenz. Der Kohlenwasserstoffgehalt des Gesteines ist mit Aether extrahierbar.

Offensichtlich handelt es hier um ein Erdölmuttergestein, das sich in einer übersalinen Fazies eines schlecht gelüfteten, strömungsfreien Meeresteiles ablagerte. Ob eine teilweise Migration des Öles aus dem Gestein stattfand oder nicht, kann in Ermangelung von tiefengeologischen Angaben nicht mit Bestimmtheit beantwortet werden. Es fehlen auch die regionalen Daten und es ist demzufolge möglich, dass auf anderen Gebieten, im gleichen Horizont das Erdölmuttergestein sich in Form eines Gesteines von besserer Porosität und besserer Entwicklung meldet. Dasselbe bezieht sich auch auf die mit ihm zusammenhängende Gipsbildung.

J. Ricour [1] gibt den Evaporitzyklus nach L. Sloss [2] wie Abb. 3. an. Hier ist eine vollkommene Analogie mit dem Iszkaberger Profil vorhanden, der Unterschied besteht nur darin, dass die Ausbildung der halitisch-anhydritischen Fazies nicht an die Reihe kam, der Zyklus kehrte sich im anhydritischen Dolomitbildungsabschnitt um. Der Anhydrit dürfte sich später auf diagenetischem Wege in Gips umgestalten.

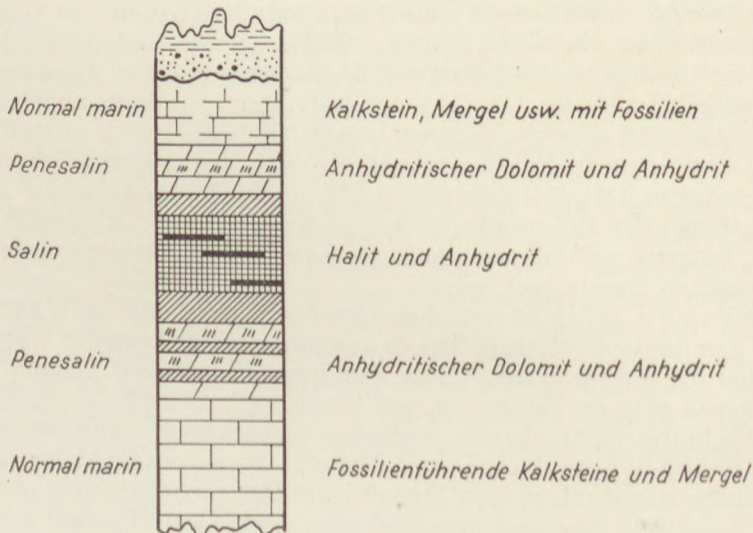


Abb. 3. Skizze des grossen Zyklus der Evaporitbildung (nach Sloss).

Die Anwesenheit des Gipses ist in dieser Zeitperiode nicht überraschend. Die Abbauwürdigen Anhydrit-Gipslagertätten von Perkupa (Nordungarn), die Gipsschichten des Mecsekgebirges (Südungarn) und die bereits erwähnten Tabajder Gips Spuren erscheinen an Schichten gebunden, die gleichen Alters und von gleicher Ausbildung sind. So dürfte es zu erwarten sein, dass in den Seiser-Kampiler Schichten des Balatonhochlandes in einer grösseren Verbreitung Gips- und eventuell erdöhlhaltige Schichtreihen nachweisbar sein werden. Die zur Verfügung stehenden Daten versprechen zwar keine abbauwürdigen Mengen, die Variabilität dieser übersalinen Buchtfazies und ihre launenhafte räumliche Anordnung wirft die geologische Möglichkeit des Erscheinens von nutzbaren Mengen auf.

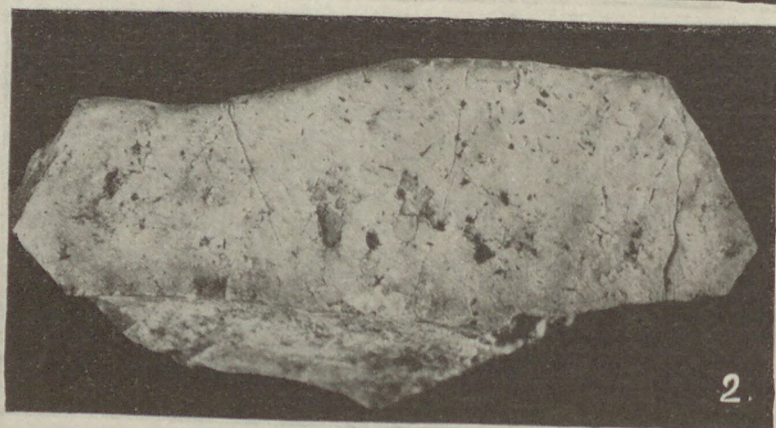
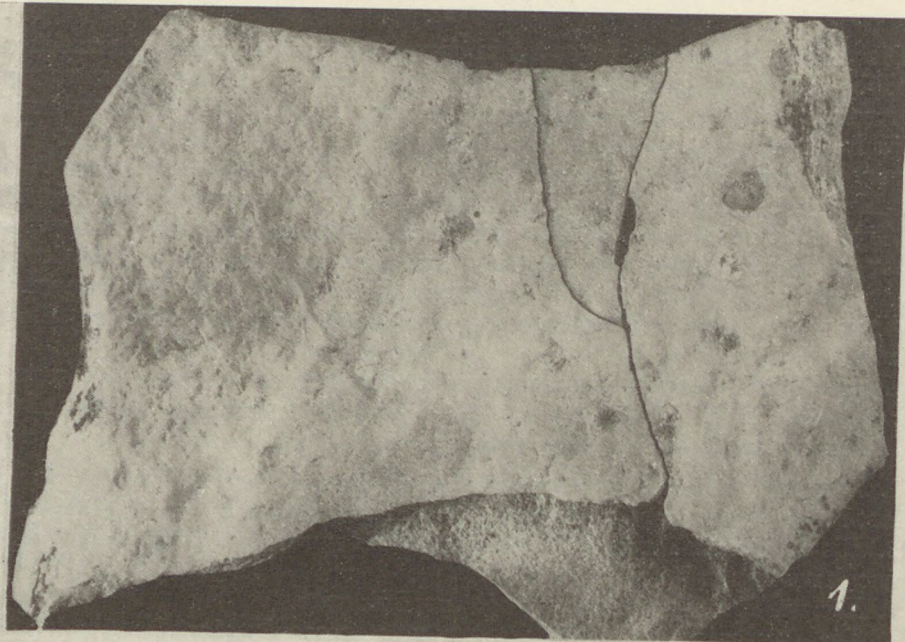
Unsere Feststellungen zusammenfassend können wir also den Ursprung der Porosität der Kampiler Dolomite am Iszkaberg mit der nachträglichen Gipsauslösung erklären. Beweise sind:

1. Die Anwesenheit von Gipskristallen, die im Begleitgestein gefunden wurden, sowie die Formgleichheit der Dolomitporen mit diesen Gipsdrusen.
2. Die übersaline Fazies, die durch die kohlenwasserstoffführende Begleitgesteine bewiesen ist.
3. Die vollkommene fossilfreiheit der Dolomite.
4. Die Analogie mit Gipsbildungen von grossen regionaler Ausdehnung im gleichen stratigraphischen Horizont.

Die identische Entstehung des Seiser-Kampiler und norischen Dolomits wird durch folgende Beobachtungen bewiesen: 1. Durch die Formenidentität der Struktur beider Dolomitausbildungen, 2. Die vollkommene Fossilfreiheit, 3. Durch den Umstand, dass sie in demselben Horizont entstanden, wie die gipsführenden Seiserschichten in der Alpinenausbildung bzw. die Keuper-schichten in der germanischen Triasausbildung.

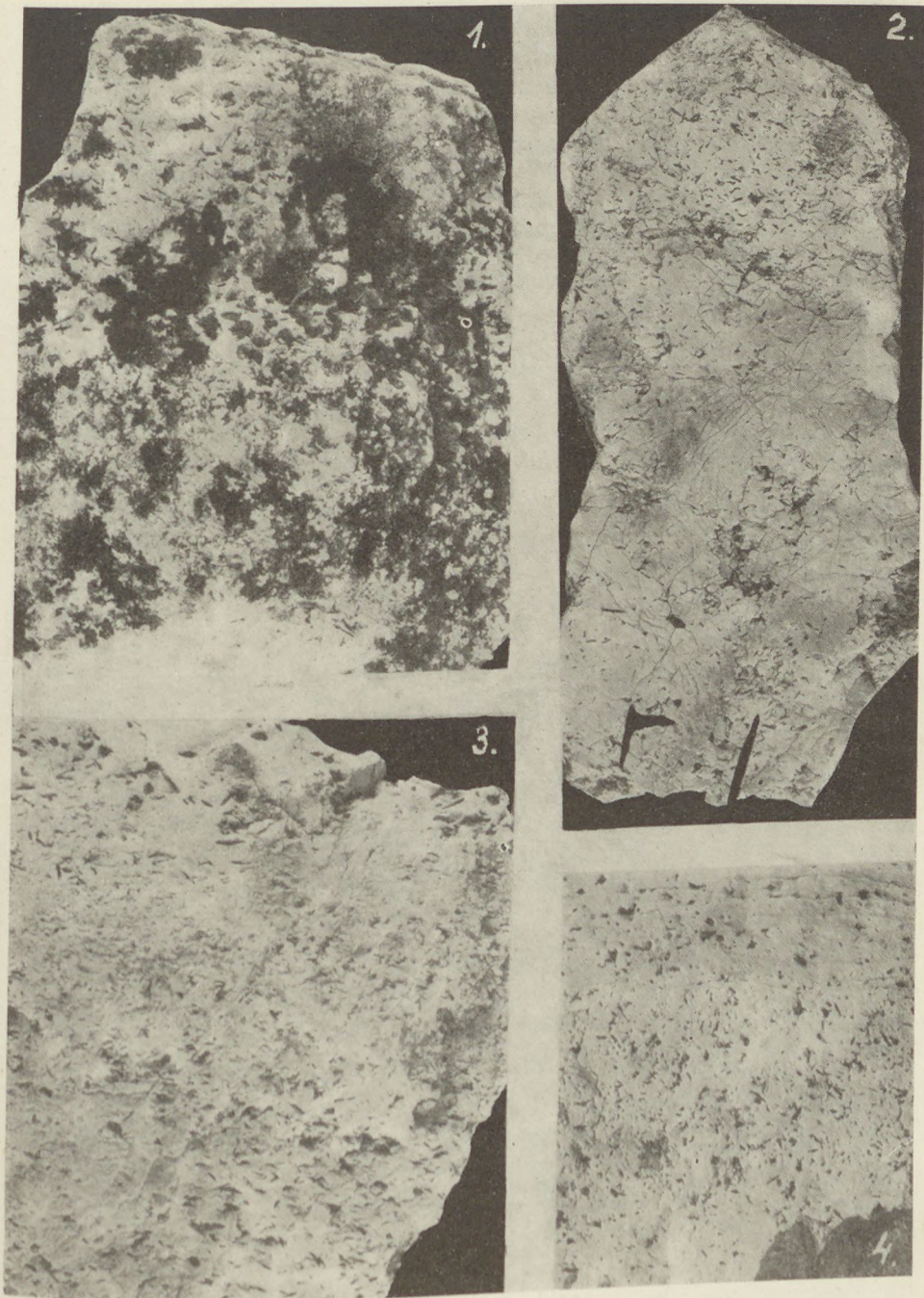
#### L I T E R A T U R

1. Ricour, J.: Genèse des niveaux salifères et particulièrement de ceux du Trias. *C. R. Somm. des séances de la Soc. Geol. France*, 4. 78. 1960.
2. Sloss, L. L.: The signification of evaporites. *Journ. Sed. Petr.* 23. 143-161. 1953.
3. Végh-Neubrandt, E.: Petrologische Untersuchung der Obertrias-Bildungen des Gerecsgebirges in Ungarn. *Geol. Hung.* 12. 1-132. 1960.



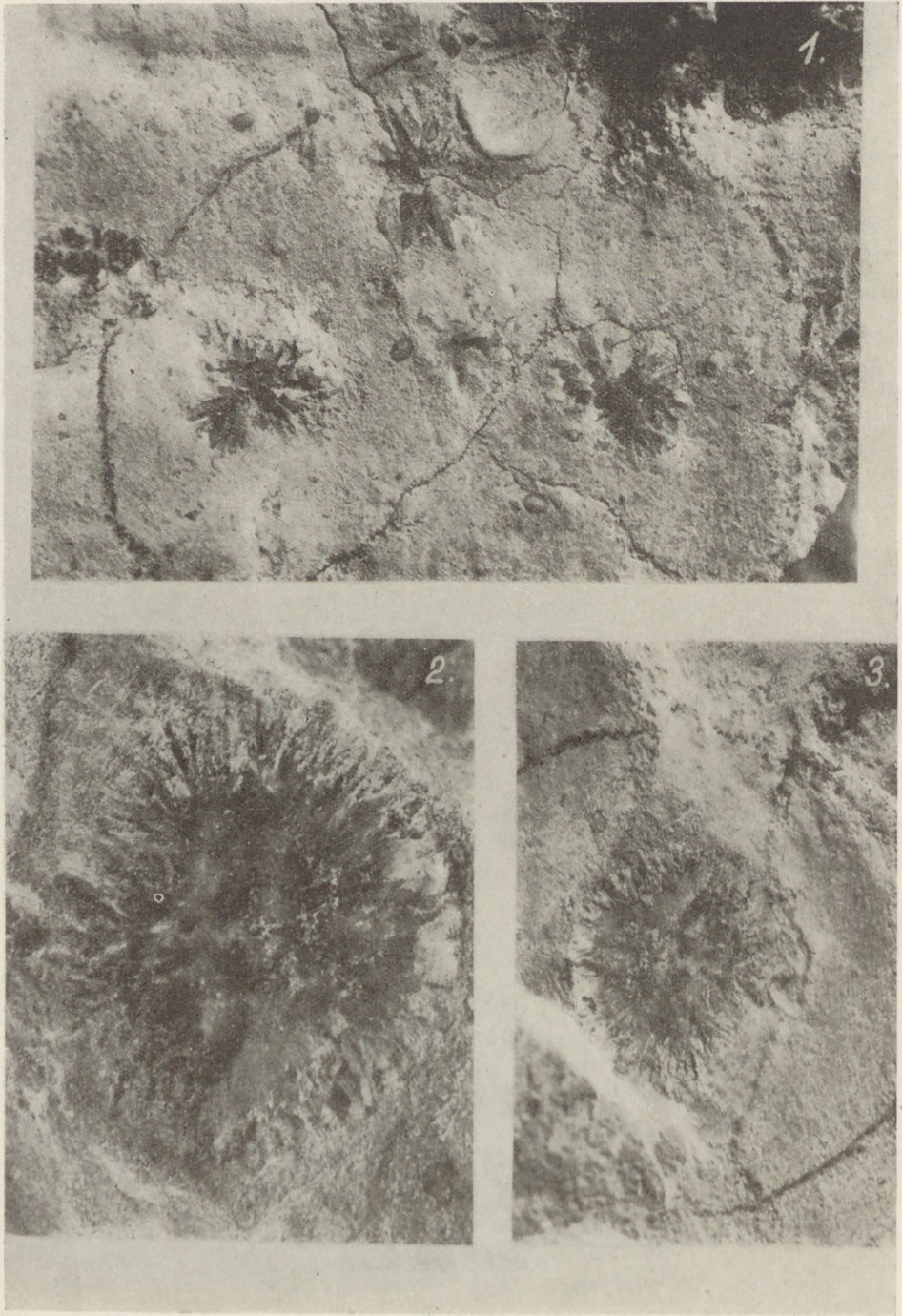
Tafel I.

1. An der Schichtfläche des oberen Kampiler plattigen mergeligen Kalksteins ausgeschiedene stern- und nadel-  
förmige Gipskristallgruppen. Iszkaberg, 1:1. 2. Stern- und nadelartige Löcher des porösen mittleren Kampiler  
Dolomits an Schichtoberfläche. Iszkaberg, 1:1. 3. Porosität des vorhin erwähnten Dolomits in senkrechtem Quer-  
schnitt zur Schichtfläche.



Tafel II.

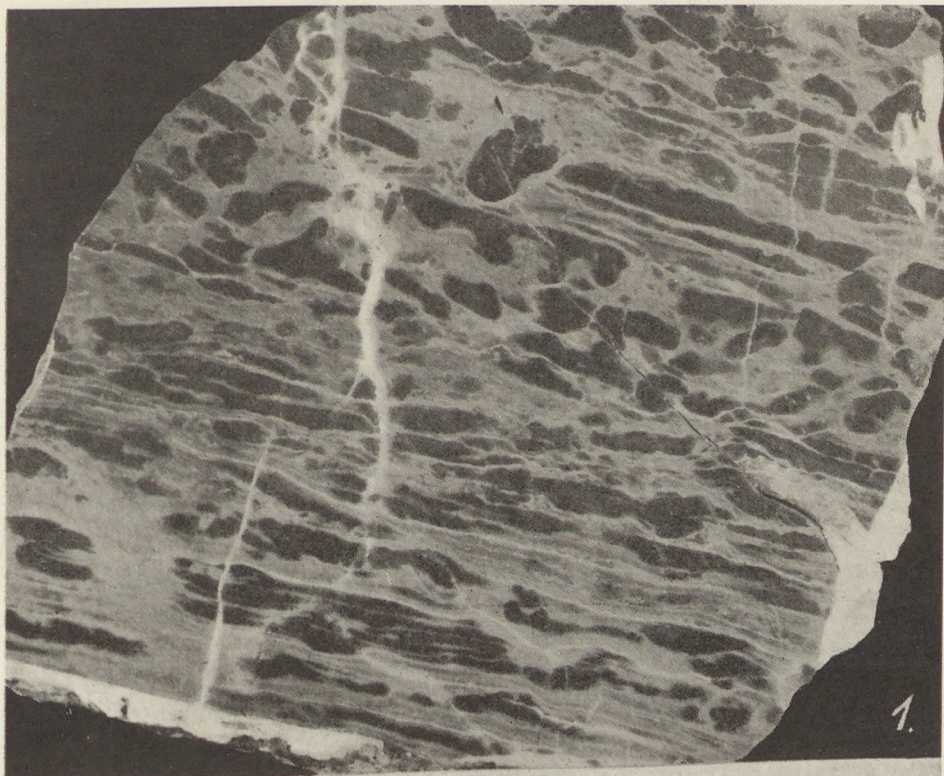
1. Durch Auslösung grösserer Gipskristallgruppen entstandene Löchrigkeit, stellenweise mit kleineren nadel- und sternförmigen Poren, im mittleren Kampiler Dolomit, Iszkaberg, 1:1. 2. Löchrigkeit des mittleren Kampiler Dolomits an der Schichtfläche, Iszkaberg, 1:1. 3-4. Löchrigkeit des mittleren Kampiler Dolomits senkrecht zur Schichtfläche, Iszkaberg, 1:1.



Tafel III.

1-3. Vergrößertes Bild von im oberen Kampfer mergeligen Kalkstein ausgeschiedenen Gipskristallgruppen.  
1.3fache, 2. 7fache, 3. 4fache Vergrößerung.





1.



2.

Tafel IV.

1. Oberer Kampiler plattiger Kalkstein; in den schwarzen Linsen mit verhältnismässig reichem Kohlenwasserstoffgehalt. Iszkaberg, 1:1. 2. Hell-dunkel gestreifter, autigen brekziöser, kohlenwasserstoffhaltiger, oberer Kampiler plattiger Kalkstein. Iszkaberg, 1:1.



# ИДДИНГСИТИЗАЦИЯ В БАЗАЛЬТАХ ГОРЫ КАБ

И. ВЕРЕШ

Кафедра Минералогии, Университет им. Этвеша Лоранда, Будапешт  
(Поступило 25. VII. 1962 г.)

## РЕЗЮМЕ

В породах потока базальтовой лавы наблюдается характерное видоизменение оливина: в нижней и средней частях потока лавы оливин покрывается более или менее тонким кольцом желтовато-коричневого цвета. Этот материал, называемый исследователями иддингситом, является в верхних горизонтах непрозрачным, переходит в псевдоморфозу, оплетающую весь оливин, а затем вытесняющую его. Исследования показали, что когда поток лавы выходит на дневную поверхность, но окончательно еще не отвердевается, в нем происходит гидратационно-окислительный процесс. В результате этого процесса в горизонтах, находящихся в условиях более высоких температур и давлений, с начинающимся выплавлением концентрации Mg (и предположительно и Si оливина, происходит частичная гетитизация. Благодаря сильному окислению, процесс иддингситизации осуществляется в наиболее полном виде в верхних горизонтах: при полном разложении оливина образуется гетитовая псевдоморфоза, содержащая небольшое количество марганца. При благоприятных условиях рт в средних горизонтах, вне иддингситового кольца может снова происходить выделение оливина. Отдельные наблюдения показывают, что в противоположность теории о первичном глубинном их происхождении, листовые магнетиты исследованных базальтов являются также результатом выделения оливина на поверхности.

В базальтах горы Каб на оливине, включенное в порфире, отмечается характерное изменение. На краях кристалла оливина протягивается желтовато-коричневый пояс, который, для случая небольших оливиновых тел, может распространяться на весь кристалл. Оптическая ориентация измененного пояса отличается от внутренней части кристалла (гашение с наклоном  $0-15^\circ$ ). Измененная часть оливина называется иддингситом, однако в литературе не дается ни точное химическое и минералогическое определение его, ни соответствующее объяснение его происхождения.

## Результаты проведенных до сих пор исследований

Уже Хофманн Карой отметил [5], что „на каждом сечении оливина... имеются и сильно разъеданные места, где минерал переходит в рыжевато-коричневую массу, которая — как обыкновенно — посредством волокон, перпендикулярных поверхности разъедания, очень быстро переходит в почти цельную массу оливина”. Он излагает, что имеются снаружи неразъеданные оливины с рыжевато-коричневым ядром, причину чего он видит в различном разложении, вызванном весьма небольшим химическим различием. Рыжевато-коричневый край оливина был назван иддингситом в венгерской литературе впервые Рейхертом [10]. В 1925 последний пишет следующее: „в ленточной структуре оливинов часто наблюдается волокнистое образование”, которое, на основании оптических свойств он считает иддингситом. В 1937 г. образование иддингситового края объясняется Маур и цом [7] обжиганием оливина. В 1942 г. Сепешази К.

[17], при описании своих работ по изучению оливинов, упоминает об иддингситах как о продукте термального разложения. Наиболее соответствующее определение дается Поляком Т. [9] в 1945 г. По его мнению иддингсит является не продуктом разложения а продуктом окисления, связанного с излиянием.

Название „иддингсит” происходит от Лаусона [12], давшего это название на основании описания Иддингса от 1892 г. По мнению Росса и Шанона [18] происхождение иддингсита начинается до окончательного отверждения лавы. По Эдуардсу [3] вокруг иддингситового кольца имеется цельный край оливина. Дзоченидзе [2] объясняет происхождение иддингсита поверхностным разложением. Сан [14] уже учитывает роль быстролетучих составляющих. Уилшаиер [18] попытался описать точный химический и минералогический состав иддингсита при помощи данных рентгенологических исследований. Смирн [12, 13] изучает ориентацию минеральных составных частей, выявленных рентгенологическим и химическим анализом. По мнению Броуна и Стифена [1] гетит, образующийся из оливина путем гидратации-окисления унаследует у оливина сеть кислорода полностью, а выявленный пластовой кремний — только частично, следовательно изменение произошло в сущности только в катионе. Гэй и Леметр [4] уже указывают на возможность, что образование иддингсита является только частью процесса, сущность которого заключается по их мнению также в обмене катионов.

### Результаты исследований

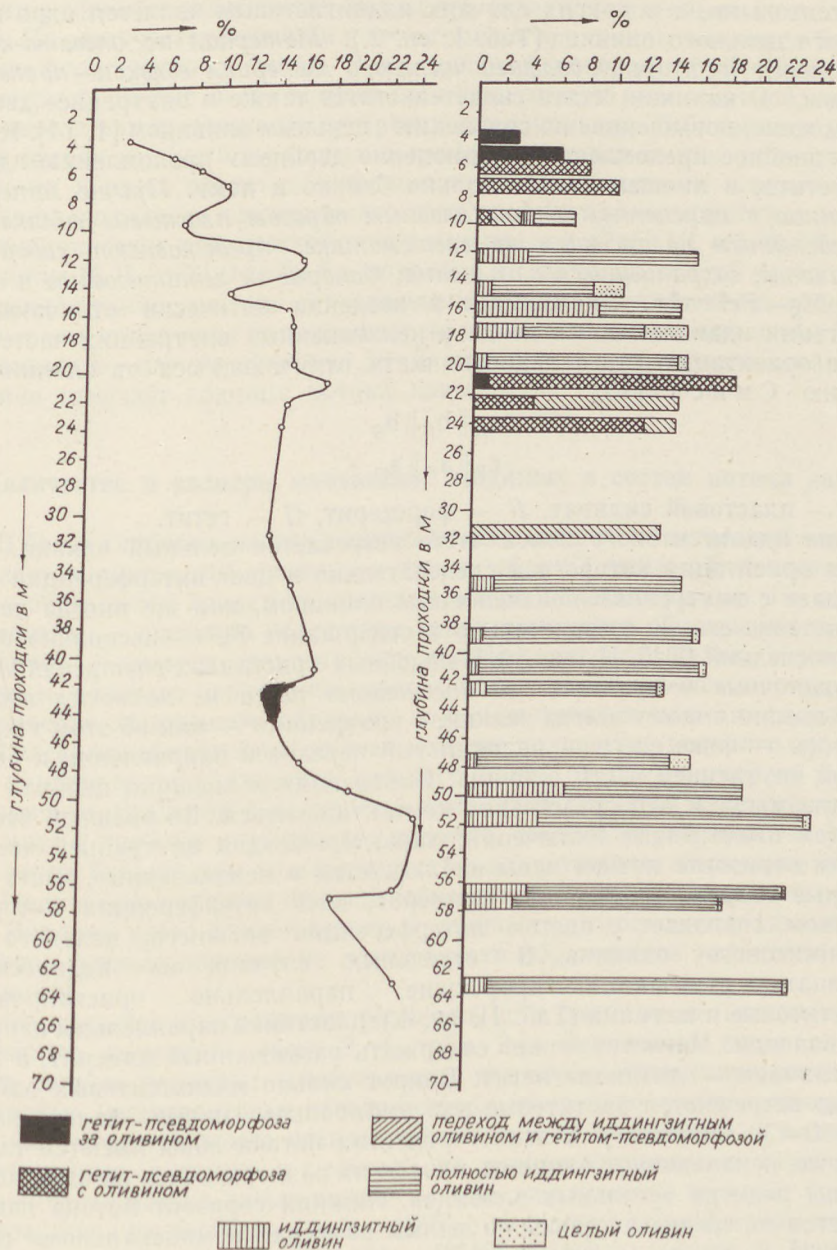
С района базальтового вулканизма горы Каб 91 образец был исследован под поляризационным микроскопом, а 13 образцов — металло-микроскопическим методом. (Образцы взяты из поверхностных обломков или из пород карьеров, а также из разведочных скважин предприятия по разведке на бокситы.) Из материала грузинских третичных долеритов изучению было подвергнуто 16 образцов. В связи с описываемыми исследованиями выполнено два детальных химических анализа. Кроме того были использованы также и соответствующие сведения венгерской литературы (таблица 3). Из базальтового материала, измеренного на 17,5—18,6 м от поверхности бокситоразведочной скважины № II, сделана, после распыления и последующего электромагнитного обогащения, рентгенографическая съемка системы Дебей-Шеррер.

Изучение иддингситизации стало возможным главным образом благодаря обработке материала верхнего потока лавы, пройденного скважиной № II на горе Каб. (Фиг. 1.)

Поток лавы четко разделяется на три части: верхняя часть распространяется до 10 м (расстояние, измеренное от дневной поверхности), средняя — примерно до 19—20 м, а нижняя часть является сравнительно тонкой и составляет примерно 1—2 м. На отдельных горизонтах иддингситизация оливина происходит следующим образом:

*Нижний и средний горизонты:* Кристаллы оливина являются иддингситовыми, чаще всего изменяется внешний край идиоморфного кристалла; типичный желтовато-коричневый пояс следует везде точно за граничной

линией кристалла (также и у корродированных оливинов). Из идинггитового пояса в цельный кристалл проникают желтые, желтовато-коричневые тонкие волокна; последние встречаются там часто даже и независимо от



Фиг. 1. а) Количественное распределение оливина в зависимости от глубины скважины (скважина № II). б) Процентное распределение различных видов оливина (скважина № II)

иддингситового пояса (Таб. I. сн. 1.). Волокна идут всюду по одному и тому же направлению, следовательно они не всегда перпендикулярны плоскости кристалла. Средняя мощность иддингситового пояса составляет 35—40 микронов. Оливины малого размера являются иногда полностью иддингситовыми, а в других случаях иддингситовым является ядро идиоморфного цельного оливина (Таб. I. сн. 2.). *Материал желтовато-коричневого пояса представлен большей частью, а материал волокон — полностью гетитом.* О наличии гетита свидетельствует также и внутреннее двойное преломление, повышенное по сравнению с цельным оливином [1, 14]. Конечно это двойное преломление не одноценно двойному преломлению идеального гетита, в лучшем случае только близко к нему. *Прочие минералы, выявленные в измененном поясе (главным образом пластовые силикаты с неопределенным положением по систематике представляют собой гидросиликаты, сохранившиеся из оливина, которые не гетитизованы и содержат  $Mg-Fe^{2+ -3+}$ .* Упомянутая в введении оптически отличающаяся ориентация иддингситового пояса и неизменных внутренних частей вызывает ориентацию этого гидросиликата отличающуюся от оливина. По мнению С м и с а [13]

$$\begin{aligned} a_R &\parallel b_F \parallel b_G \\ c_R &\parallel a_F \parallel a_G \end{aligned}$$

где  $R$  — пластовой силикат,  $F$  — форстерит,  $G$  — гетит.

Вне иддингситового пояса часто встречается цельный оливин, оптическая ориентация которого и следовательно и цвет интерференции точно совпадает с внутренним неизменным оливином, или же иногда двойное преломление его — следовательно и содержание  $Fe^{2+}$  — несколько превышает последний (Таб. II. сн. 3.). В подобных кристаллах *внутренняя и внешняя граничные поверхности иддингситового пояса не являются одинаковыми*; внешняя имеет всегда резкий, а внутренняя — как об этом уже указывалось — чаще всего — волокнистый переход в направлении к неизменной внутренней части оливина. Внутренняя и внешняя цельная части оливина могут и непосредственно контактироваться. Во внешней части не имеются пикотитовые включения, характерные для внутренней части. В данном горизонте потока лавы наблюдаются и неизменные, часто идиоморфные оливины небольших размеров, цвет интерференции которых в основном совпадает с цветом интерференции внешнего, цельного края иддингситового оливина. В отдельных случаях на иддингситовых оливинах отмечаются проросшие, параллельно ориентированные магнетитовые пластинки (Таб. II. сн. 4.); пластинки параллельны направлению волокон. Магнетит может содержать размешанный илменит, а в других случаях — титаномагнетит. Вокруг сильно иддингситовых оливинов иногда встречаются биотитовые или амфибольные палки малого размера ( $10 \times 20 - 30$  микронов). В этих горизонтах потока лавы имеются также и цельные, неизменные оливины, однако их размеры почти на один порядок меньше размера остальных оливинов. Нижний горизонт потока лавы отличается от среднего только по малым размерам и минеральному составу [2, 3, 4].

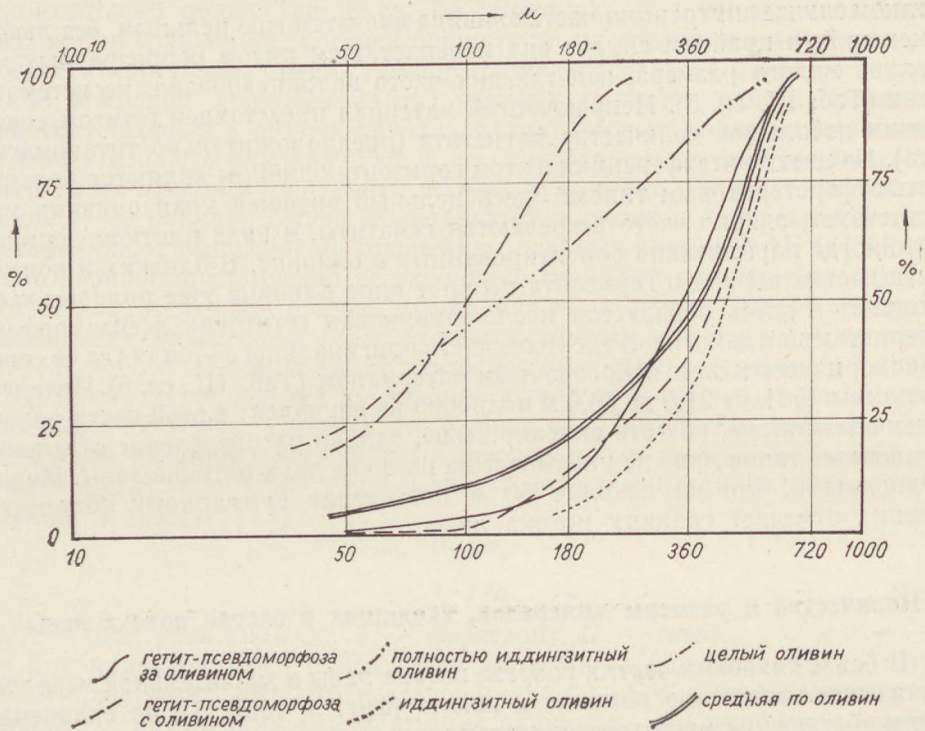
*Верхний горизонт.* Около 9—10 м коричневый иддингситовый пояс становится с быстрым переходом непрозрачным и подобным густой решетке.

В таком случае внутренняя часть оливина является еще цельным, без любых изменений, в крайнем случае она переплетается рядом непрозрачных минералов малого размера, залегающих часто волокнообразно, несистематически (Таб. III. сн. 5). Непрозрачный материал представлен гетитом, содержащим небольшое количество магнетита (предположительно титаномагнетита). По цвету интерференции в этом горизонте оливины являются большей частью форстеритовым типом. Здесь цельный внешний край оливина уже отсутствует, однако часто встречаются гематиты, в виде плитков, шпинделей, иногда параллельно ориентированных в оливине. В близких к поверхности частях верхнего горизонта цельное ядро оливина уже полностью отсутствует и здесь образуется после-оливиновая гетитовая псевдоморфоза, переплетающая даже и внутреннюю часть оригинального кристалла со своим темнокоричневым или непрозрачным материалом (Таб. III. сн. 6). Интервал скважины № II. от 21,0 до 66,6 м подробно не изучался: в этой части оливин изменяется также, как это описано выше, однако распределение отдельных измененных типов явно не указывает на наличие двух потоков лавы. Можно предполагать, что на глубине 50 м повышение суммарного количества оливина отмечает границу потока лавы.

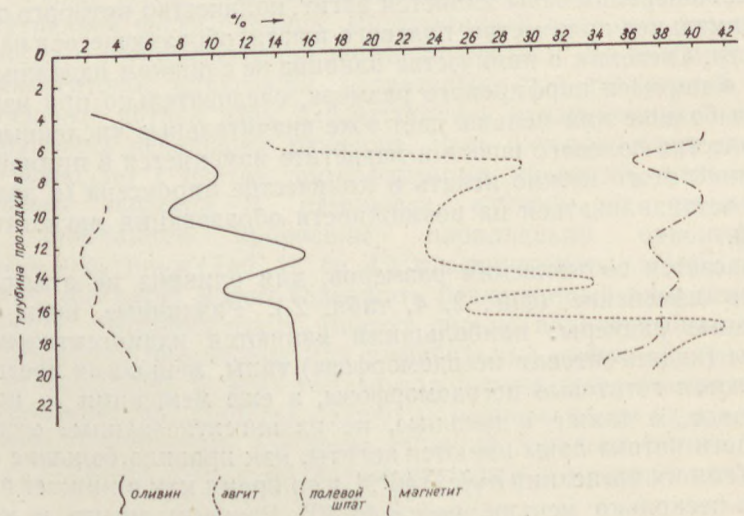
### Количество и размеры минералов, входящих в состав потока лавы

В более глубоких частях разреза потока лавы в значительной мере увеличивается количество оливина и авгита (фиг. 3, табл. 1), по сравнению с этим обогащение магнетита является весьма незначительным. На нижних горизонтах — очевидно вследствие гравитационного обогащения оливина и авгита — имеется сравнительно меньше полевого шпата. Количество авгита и полевого шпата изменяется в противоположном порядке, что объясняется следующим образом: выделяющимся в магме в господствующей массе минералом лавы является авгит, количество которого ограничивает максимальное количество полевого шпата, образующегося на дневной поверхности. Сведения о количестве оливина не слишком надежны, так как речь идет о пирмеси порфирирового размера, следовательно при измерениях 1—2 зерна больше или меньше дает уже значительные численные изменения. Количество полевого шпата и магнетита изменяется в прямой пропорции. Причину этого нужно искать в количестве пироксена (в дальнейшем мы будем останавливаться на возможности образования магнетита на поверхности).

Что касается соотношения размеров, для оливина не отмечается закономерное изменение (фиг. 2, 4, табл. 2.). Различные виды оливина имеют разные размеры: наибольшими являются идингситизованные и переходные (иддингситовая псевдоморфоза) типы, меньшими среднего размера являются гетитовые псевдоморфозы, а еще меньшими — полностью идингситовые, а также и цельные, не идингситизованные оливины. В верхней части потока лавы имеются авгиты, как правило большие среднего размера. Угол их погасания  $n\gamma/c = 46^\circ 9'$ , в то время как в нижней и средней частях это несколько меньше:  $n\gamma/c = 45^\circ 40'$ . Размеры авгита и магнетита изменяются в обратной пропорции. Причина этого заключается также, по-видимому в возможности образования магнетита на поверхности и

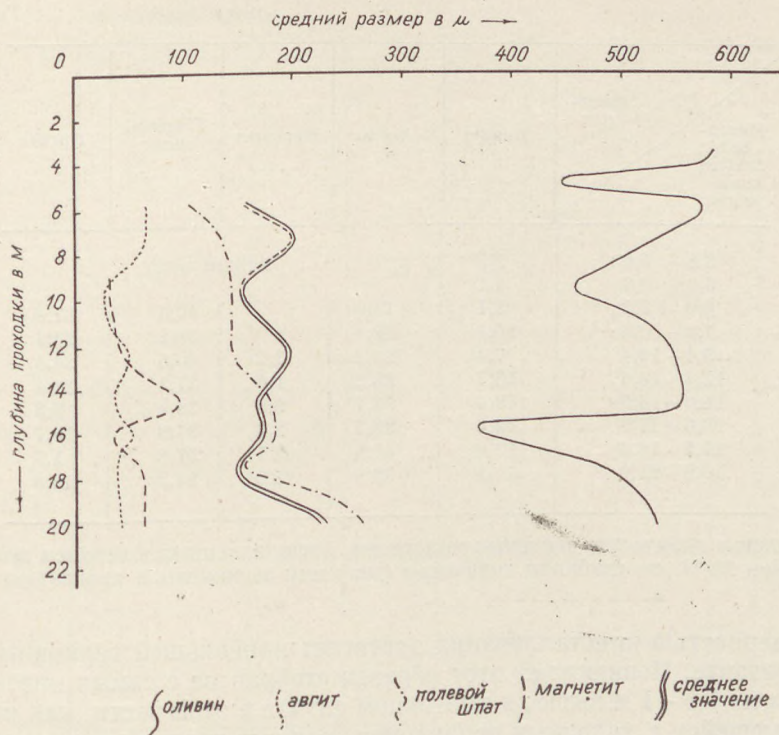


Фиг. 2. Кривые средних величин зерен отдельных видов оливина в верхнем потоке лавы в скважине № II.



Фиг. 3. Количественное распределение оливина, авгита, полевого шпата и магнетита в верхнем потоке лавы в скважине № II.





Фиг. 4. Характерные размеры оливина, авгита, полевого шпата и магнетита в верхнем потоке лавы в скважине № II.

образования авгита частично также на поверхности. В верхнем горизонте, а также на месте бывшего центра излияния в базальтовом материале, засыпанном весьма мелким непрозрачным материалом, преобладающая часть полевого шпата становится нераспознаваемой по отдельности, однако по сравнению с основным материалом появляется полевой шпат большого размера. Оптическое поведение указывает на наличие олигоклаза, в среднем горизонте потока лавы — на олигоклаз-андезит, а в нижнем горизонте — на андезит. Следовательно полевой шпат большого размера в нижнем горизонте относится к первому выделению полевого шпата и таким образом можно предполагать, что в еще жидкой лаве произошло незначительное гравитационное обогащение на небольших расстояниях (2–3 м вниз).

Изменение средней величины зерен соответствует температурным условиям потока лавы. На фиг. 4. максимумы размеров образовавшегося на поверхности полевого шпата и магнетита соответствуют максимальным температурам потока лавы. На фиг. 5. приведено распределение размеров по верхнему, среднему и нижнему горизонтам (под величиной 25 микрон фигурируют стекло и неизмеряемый кристаллический материал): явно отмечается увеличение кристаллизации с глубиной. С определенной не-

Таблица 1.

Интервал глубин скважины	Минерал	Оливин	Авгит	Магнетит	Полевой шпат	Прочее
	3,8 - 5,0		2,9	неизмеримо		
5,0 - 6,0		6,1				
6,0 - 7,2		8,1	14,0		40,5	37,4
7,2 - 9,6		10,1	29,4		36,2	24,3
9,6 - 12,4		7,4	24,4	3,2	40,5	24,8
12,4 - 14,6		15,7	23,2	1,6	37,1	22,4
14,6 - 16,0		10,5	33,7	2,6	38,9	9,3
16,0 - 17,0		14,6	25,6	2,3	37,8	19,7
17,5 - 18,6		15,0	41,8	3,7	37,8	1,7
19,6 - 21,0		15,1	32,9	5,0	34,2	12,8

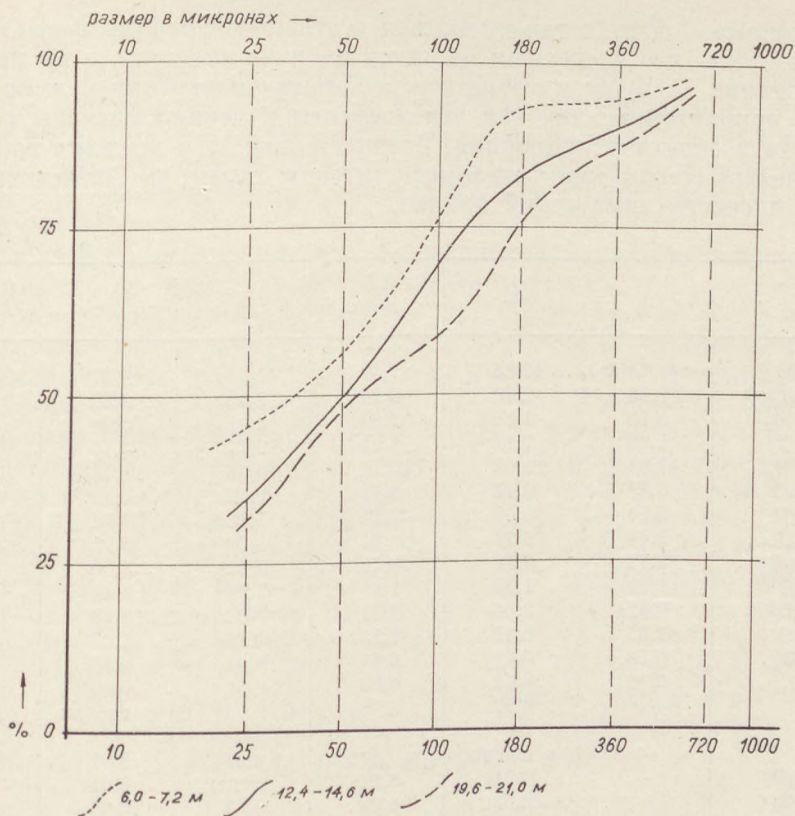
Распределение количества основных минералов, представленных в верхнем потоке лавы в скважине № II, по глубинам скважины (значения выражены в процентах)

закономерностью кристаллизация достигает наибольшей величины в нижнем горизонте. Повидимому этот образец отобран не с самых низов потока лавы, а на 0,5—1 м выше; в противном случае в этой части, как части, соприкасающейся с холодным основанием, должна иметься меньшая степень кристаллизации и заниженная величина зерен, чем в средней части потока лавы.

Таблица 2.

Интервал глубин скважины	Минерал	Средн. по оливину	гетитовая псевдоморфоза	гетитов. псевдоморфоза с оливином	переходн. тип оливина	иддингситовый оливин	полностью иддингситовый оливин	цельный оливин	средн. по магнетиту	магнетит с размеш. ильменитом	Титаномагнетит	полевой шпат	авгит
	3,8 - 5,0		582	582	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,0 - 6,0		447	477	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,0 - 7,2		577	—	577	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,2 - 9,6		553	—	553	—	—	—	—	—	—	—	114	67
9,6 - 12,4		459	—	348	634	448	172	—	32	39	32	145	28
12,4 - 14,6		551	—	—	—	642	229	—	43	58	31	145	50
14,6 - 16,0		561	—	—	—	683	485	174	76	101	74	180	38
16,0 - 17,0		372	—	—	—	592	225	—	37	44	36	185	53
17,5 - 18,6		474	—	—	—	636	344	156	60	71	54	158	38
19,6 - 21,0		428	—	—	—	575	180	71	63	—	63	257	41

Изменение среднего размера основных минералов, представленных в верхнем потоке лавы в скважине № II, в зависимости от глубины скважины (значения выражены в микронах)



Фиг. 5. Кривые величины зерен верхней, средней и нижней частей верхнего потока лавы в скважине № II.

### Оценка химического состава и рентгенографического анализа

Бросается в глаза преобладание количества  $Fe_2O_3$  по сравнению с  $FeO$  (таблица 3, анализ 1, 6). Это объясняется, по всей вероятности, значительной степенью идингситизации. Следует отметить, что точное место отбора образцов, подвергнутых химическому анализу, описанному в литературе [8], не известно, таким образом эти сведения были использованы только в качестве основы для сопоставления. Учитывая количественное изменение идингситизации и минералов, входящих в состав потока лавы, можно сказать, что *поток лавы не характеризуется химическим анализом одного лишь образца*, и даже может быть, что например, анализируя 10 исследованных образцов верхнего потока лавы в разведочной скважине № II. горы Каб, и осредняя полученные результаты мы все же не получаем данных, характерных для всего потока лавы, а только узнаем приблизительный состав местного характера.

Рентгенографические съемки магнетита хорошо согласуются с данными, приведенными в литературе, однако на более подробном рассмотрении

этого вопроса я буду останавливаться в отдельной работе. Здесь следует лишь отметить, что уверенным является наличие илменита, в то же время о содержании Ti и Mg в магнетите по данным измерения нельзя судить даже и приближенно, так как эти элементы изменяют размеры решетки магнетита в обратной пропорции. Следовательно, для решения вопроса о марганцеферритовом или титаномагнетитовом характере магнетита необходимо провести химический анализ.

Таблица 3.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub>	48,76	49,65	49,89	49,56	49,37	47,66
TiO <sub>2</sub>	2,03	2,30	2,29	2,30	2,30	1,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,10	1,85	2,64	3,98	3,98	6,50
FeO	1,90	7,77	6,93	5,77	5,70	3,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,84	15,62	15,75	15,68	14,54	17,38
MnO	0,18	0,17	0,17	0,18	0,12	0,28
MgO	5,64	7,59	7,35	7,18	7,04	6,54
CaO	7,44	8,23	8,25	8,20	8,78	8,26
Na <sub>2</sub> O	3,72	3,46	3,78	3,59	3,06	2,83
K <sub>2</sub> O	1,70	1,90	1,81	1,96	1,45	1,96
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,62	9,46	0,34	0,54	1,29	2,16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,35	0,32	0,15	0,28	1,49	0,6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,58	0,61	0,61	0,64	0,50	0,83
CO <sub>2</sub>	0,44	0,03	0,03	0,01	0,50	—
Cl	—	0,02	0,06	0,05	в следах	—
F	—	—	—	—	—	—
S	—	в следах	в след.	в след.	0,01	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,01	0,01	следы	0,01	—
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,03	0,03	0,03	0,03	—
NiO	—	0,02	0,02	0,02	0,02	—
SrO	—	0,08	0,06	0,06	0,06	—
BaO	—	0,07	0,07	0,06	0,06	—
Li <sub>2</sub> O	—	следы	следы	следы	следы	—
	100,30	100,19	100,24	100,09	100,31	99,99

Данные химического анализа (в процентах)

1. Образец с горы Каб. Анализ произведен д-ром Шимо Б., Ковач Б.
2. Гора Каб, лес Падраг. Анализ произведен Л. С. Теобальдом (8).
3. Гора Каб, Шахта — Ф. Анализ произведен Л. С. Теобальдом (8).
4. Гора Каб, овраг Келешкепе, проселка III. Шахта М. Анализ произведен Л. С. Теобальдом (8).
5. Еч-Пула, берег оврага. Анализ произведен Л. С. Теобальдом (8).
6. Скважина № II, интервал глубин от 22,5 до 24,1 м. Анализ произведен Барабаш-Шерени Э.

### Причина иддингситизации

Описанное изменение оливина истолковалось исследователями по разному. Теории об образовании иддингсита разделяются на три группы:

1. происхождение иддингсита до образования породы
2. поствулканическое происхождение
3. происхождение вследствие выветривания.

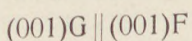
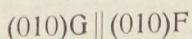
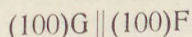
## 1. Теории об происхождении иддингсита до образования породы.

На воздействие магматических потоков, оливин, кристаллизирующийся в самом начале основной магматической кристаллизации, может подвергаться окислительным условиям и таким образом может появиться иддингситизация. Этой теории прежде всего противоречит незначительная физическая прочность иддингситового пояса, а также и содержание в нем гетита (ОН).

На основании проведенных исследований иддингситизация оливина объясняется, на мой взгляд, следующим образом:

*Иддингситизация представляет собой не образование нового минерала, а гидратационно-окислительный переходный процесс, протекающий после достижения лавой поверхности, непосредственно перед окончательным затверждением лавы. Необходимую для иддингситизации воду (образование гетита) лава может приобрести еще в жерле или еще глубже, т. е. происходит положительная трансвапоризация. При проникании лавы на дневную поверхность, благодаря большому количеству водяных паров и внезапно снижающемуся внешнему давлению, создаются благоприятные условия окисления. В нижней части потока лавы окислительное воздействие оказывается более слабым, снижение давления здесь сравнительно меньше, чем в верхних горизонтах потока лавы. В более глубоких частях потока лавы температура снижается также медленнее.*

В первом этапе иддингситизации ион  $Fe^{2+}$  решетки оливина окисляется в  $Fe^{3+}$ , а часть ионов кислорода оливина, путем приема водорода, образует (ОН), т. е. образуется гетит. По данным исследований Смига [13] ориентация гетита совпадает с ориентацией форстерита:



Структура кислорода в оливине и гетите практически аналогична (в обоих она гексагональна с наиболее плотным сопряжением), таким образом — в согласии с заграничными авторами [1, 4], по моему мнению, сущность сводится к тому, что *в процессе иддингситизации решающее изменение имеет место только в катионах.* Одновременно с ферро-ферри-окислением начинается выделение ионов Mg из решетки оливина, а в определенную часть освободившихся таким образом мест решетки поступают очевидно еще свободные ионы  $Fe^{2+}$ . По исследованиям Сана [14] положение Si в решетке не является настолько прочным, как это предполагалось до сих пор, следовательно уже в начале иддингситизации можно думать о выделении  $SiO_2$  из решетки оригинального оливина, что затем еще усиливается. Таким образом коричневый пояс, образующийся в первом этапе иддингситизации (образование гетита) представляет собой силикаты, содержащие, как об этом уже было указано, гетит, потерявшие Mg и  $SiO_2$ , и включающие в себе (ОН), принятый отдельно, возможно, кроме гетита, состав которых, в зависимости от степени изменения, является разнообразным (по литературным данным [1, 12, 18] это пластовые силикаты). В направлении к верхним горизонтам потока лавы окислительное воздействие увеличивается: в этом

направлении уходят неиспользованные водяные пары, следовательно количество последних здесь больше, чем в нижних горизонтах. Таким образом иддингситизация происходит здесь быстрее и полнее: краевая часть оливина, а затем в верхней части потока лавы также и весь кристалл оливина преобразуется в гетитовую псевдоморфозу, сопровождающуюся небольшим количеством магнетита и иногда гематитом.

Возникает вопрос, почему не произошло ферро-ферри-окисление уже раньше, например в жерле? Увеличение давления снижает величину  $O_{Fe}$ , а в то же время изменение температуры представляет собой фактор, имеющий гораздо меньшее влияние. Таким образом проникающая вверх магма, принимающая по пути воду, не может окисляться до тех пор, пока выхода на дневную поверхность, большое внутреннее давление резко не снижается.

Общеизвестно, что в поверхностных условиях  $pt$ , марганец является мобильным элементом [15]. Таким образом в среднем и нижнем горизонтах потока лавы, марганец, выделяющийся из иддингситового пояса оливина после ухода довольно большого количества водяного пара (т. е. при прекращении иддингситизации) дает возможность для образования новой генерации оливина (необходимое количество  $Fe_2^+$  и кремнекислоты получается частично еще за счет расплавленной лавы). Следовательно, *описанный выше внешний цельный пояс оливина, или же цельные оливинки небольшого размера представляют собой вторую генерацию оливина, образовавшуюся на дневной поверхности.* Неизменившийся внутренний оливин с общей структурой кислорода — иддингситовый пояс, т. е. гетит —, серия второй генерации оливина является характерным примером морфотропии. В верхних горизонтах потока лавы быстрое снижение температуры не позволяет образование такой второй генерации, таким образом марганец дает здесь возможность для кристаллизации магнетита с обильным содержанием марганца (магнезиоферрит?) и кроме того, по всей вероятности способствует образованию упомянутых выше пироксенов (авгитов  $Mg-Fe$ ) размером, большим среднего.

Интересно наблюдать за поведением  $SiO_2$ , образующей скелет структуры оливина. Выделение из оливина  $SiO_2$  в качестве золи, представляется возможным, по всей вероятности, благодаря алкализующему воздействию щелочных элементов (главным образом натрия) содержащихся в лаве. Это происходит легко тем более, что в повышенной мере основные полевые шпаты уже выделились в начале иддингситизации, следовательно, в оставшейся лаве натрия сравнительно обогащается.

В среднем горизонте потока лавы, мелкие биотитовые плиты (амфиболы?), встречаемые вблизи иддингситовых оливинов большого размера, являются, предположительно, продуктами гидратации, а также и  $Mg$  и  $SiO_2$ , выделяющихся из оливина. Однако более точное описание и истолкование этого явления требует дополнительных исследований. В верхних частях потока лавы,  $SiO_2$ , выделяющаяся из оливина в большом количестве из-за условий  $pt$ , попадает в вулканическое стекло, выделяющееся в последнюю очередь и возможно, способствует образованию указанных порфириновых кислых плагиоклазов.

Протекание процесса иддингситизации еще до отверждения лавы подтверждается также и следующими фактами.



зальте изменение не ограничивается оливином, а распространяется также и на основной материал. То же самое нельзя сказать об иддингситизации: в иддингситовых базальтах, как и в базальтах горы Каб, на поствулканическую активность указывает только материал, становившийся породой еще в жерле вулкана и удалившийся оттуда как лапилли в пирокластик, где наблюдается типичная серпентинизация, причем оливин является иддингситовым. Конечно между двумя процессами имеется химическая зависимость: фаялитовый оливин пригоден скорее иддингситизации, в то время, как при поствулканической деятельности серпентинизация осуществляется скорее всего в форстеритовом оливине.

### *3. Теории о происхождении иддингситизации вследствие выветривания*

Теории, связанные с простым поверхностным выветриванием (окисление = "лимонитизация") опровергаются положениями, указанными в пункте 1.

Можно сделать попытку объяснять иддингситизацию поверхностным выветриванием, на основании зональности оливина, однако возможность этого также исключается рядом факторов. Цельный оливин вне иддингситового пояса представляет собой зональный оливин с форстерито-фаялитово-форстеритовым выделением, т. е. инверсную серию образования. Это может быть только локальным магматическим свойством, в то же время об этом явлении упомянули и другие авторы [3] и я сам также отметил это в грузинском долерите. При наземном выветривании такого зонального оливина у ферро-ферри -окисления среднего фаялитового пояса обе границы раздела должны бы быть одинаковыми, а в действительности они сильно различаются друг от друга. Однако основным контраргументом является тот факт, что иддингситовый пояс и внутреннее цельное кольцо оливина следуют точно за новой границей раздела в резорбированных оливинах. В то же время, по данным исследований, проведенных мною на туфовом веществе, такая резорбция осуществляется после проникания лавы на дневную поверхность (на более значительных глубинах, в жидкотекущих расплавах физическое разложение оливина незначительно, об этом свидетельствуют не иддингситовые оливины с почти цельной поверхностью стекляных лапилли). Таким образом зональное строение может быть принято только с таким расчетом, что кристаллы первой генерации оливина содержат в своих внутренних частях предположительно больше железа, что способствует иддингситизации.

### **Связь иддингситизации с образованием zeолита**

Изучая соответствующую литературу я пришел к еще не совсем уверенно доказанному выводу, что *процессы иддингситизации и zeолитизации исключают друг друга* и в одном и том же районе развития базальта всегда намечается лишь один из них. Конечно в литературе рассматриваются в первую очередь только вопросы иддингсита и в частности zeолита. О другой теме авторы упоминают очень редко. Все же обзор венгерской литературы позволяет сделать вышеуказанное заключение.

Приняв теорию об исключении возможности одновременно появления иддингситизации и zeолитизации, в связи с этим вопросом возникают неко-



торые идеи. В первую очередь необходимо выяснить вопрос о том, каким составным элементом лавы (элемент или минерал) вызывается в различных случаях один или другой процесс.

Роль  $\text{SiO}_2$  нельзя точно выяснить, так как она участвует в составе ряда минералов, следовательно она представляет собой многокомпонентный фактор, фигурирующий в различных количествах, и пропорция ее в одной и той же породе может также сильно изменяться. С другой стороны при химических анализах одна лишь кремнекислота остается неопределенной, следовательно ошибки, имеющие место при измерении остальных элементов, суммируются здесь, в результате чего, с некоторым преувеличением можно сказать, что количество  $\text{SiO}_2$  определяется только по порядку.

В качестве катализатора, среди элементов, может играть роль железо, точнее  $\text{Fe}^{2+}$ , имеющийся в оливине. Увеличение его количества по всей вероятности способствует образованию идингситизации (гетит-магнетит). Оценке его значения препятствует быстрое протекание окисления  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  при наземном выветривании, и таким образом при химических анализах в общем по всей вероятности определяется меньше  $\text{Fe}^{2+}$ , чем количество, характерное для лавы во время ее отвердения. С другой стороны оно присутствует в довольно значительном количестве также и в составе zeолитовых базальтов, поэтому не может быть единственным влияющим фактором.

По всей вероятности важную роль играют летучие, в частности  $\text{H}_2\text{O}$ , присутствующие как в процессе идингситизации, так и в процессе zeолитизации; в zeолитизации они имеют место в большем количестве. Можно подумать, что количество пара, недостаточное для zeолитизации, достаточно для идингситизации. Однако, если единственным решающим фактором был бы  $\text{H}_2\text{O}$ , то можно было бы представить себе процесс, в котором сначала образуется идингсит, а затем, при окончательной температуре кристаллизации — zeолит. Однако, это означало бы появление обоих первичных процессов в одной и той же горной породе, для чего пока нет обоснованных свидетельств. Кроме того, принимая во внимание базальты Задунайской области, до проведения следующих исследований можно утверждать на основании литературных данных, что базальтовые покровы большого протяжения (горы Агартете, Каб) являются идингситовыми, а самостоятельные конусы гораздо меньшего размера — zeолитовыми. Другими словами это означает, что лава двух крупных базальтовых покровов была очевидно более жидкой, чем лава самостоятельных конусов. А это, в свою очередь объясняется тем, что — учитывая и в дальнейшем, что указанные два процесса исключают друг друга — водяные пары, сохранившиеся после идингситизации, держа лаву при меньших температурах в жидкой фазе, косвенно препятствовали образованию крупных базальтовых покровов большой протяженности, в основном с пузырьчатой поверхностью. По мере удаления лавы водяные пары постепенно уходят из лавы; об этом свидетельствует более низкое содержание воды в составе крупных покровов. В то же время в лавах, склонных к zeолитизации, большая часть водяных паров встроилась в zeолите также из-за других факторов, таким образом течение лавы быстро потеряло свою подвижность, вследствие чего такая лава встречается только с небольшой наземной протяженностью. На основании вышеизложенного с небольшой наземной протяженностью следует искать в базальтах с сравнительно большой наземной протяженностью.

В связи с группой вопросов о  $H_2O$ , возникает также и вопрос о возможности наземной трансвапоризации. Оба крупных покрова лавы покрыли в основном поверхность триасовых доломитов или известняков, и ввиду того, что эффузивная карстовая поверхность располагалась над тогдашним уровнем карстовых вод, лава покрыла „сухие” породы, из которых, путем трансвапоризации, она не могла извлечь воду. В то же время часть самостоятельных базальтовых конусов является водоносной; в этом случае лава излилась на паннонские отложения, способные отдать свою воду и таким образом могло получиться необходимое для zeolitизации количество воды. Хорошим примером служит базальтовая шахта с. Шюмег [7, 16]. Наглядный пример первичного образования zeолита отмечается в выработках горы Лаз в с. Ужапуста, где идингситизация отсутствует, однако вокруг глинистых включений, захваченных из более глубоко залегающей подошвы, базальтовая лава является zeолитизованной. Лава захватила включения не на дневной поверхности, так как выработки свидетельствуют о том, что она излилась в этом районе на пирокластике. Следовательно, более частое появление zeолитизации в нижних горизонтах лавы объясняется с одной стороны гравитационным погружением глинистых включений в еще жидкой лаве, а с другой стороны — в случае выделения zeолита по трещинам — поствулканическим образованием. В южной части горы Агартете базальтовая лава излилась на пески паннонского возраста, следовательно здесь необходимо произвести дальнейшие минералогическо-петрографические исследования. Учитывая идингситовый характер базальта горы Агартете, эти исследования обязательно стоит провести. Таким образом видно, что хотя и количество  $H_2O$  играет важную роль, но само собой еще не является решающим фактором.

Среди минералов решающую роль в одном и другом процессе играют оливин и полевой шпат. Для идингситизации необходимо наличие соответствующего количества оливина соответствующего состава (содержащего определенное минимальное количество  $Fe^{2+}$ ). Полевой шпат я считаю важным фактором: общеизвестно, что анортит является менее стойким против химических воздействий, чем альбит. Таким образом можно предполагать, что базальты с составом, близким к альбиту — при наличии прочих обстоятельств — в большей мере идингситизируются, в то время, как анортитовые базальты склонны к zeолитизации. Однако, учитывая, что процесс идингситизации — по данным исследований — завершается до окончательного выделения полевых шпатов — т. е. наиболее кислых членов, кристаллизующихся в последнюю очередь, — если выделившиеся до тех пор плагиоклазы были уже более кислыми, чем это необходимо к zeолитизации, при наличии прочих соответствующих свойств базальтовая лава идингситизируется, а затем завершается выделение полевых шпатов с самыми кислыми челнами. Однако, если уже в начале кристаллизации плагиоклазов выделялись челны с составом, соответствующим с точки зрения zeолитизации (основные члены), то появляется zeолитизация, и благодаря сохранившемуся расплаву с повышенным содержанием Na, очевидно это происходит главным образом в анальцито-натролитовом составе. Об этом свидетельствует также и тот факт, что идингситовые базальты гор Каб и Агартете являются по своему химическому составу, наиболее кислыми, в то время, как zeолитовые базальты самостоятельных конусов имеют более основной характер, следо-

вательно состав их полевых шпатов близок к составу анортита. Ввиду того, что в венгерской литературе [8, 10, 11, 16] указаны некоторые типы, в которых одновременно наблюдается наличие zeолита и идингсита, следует предполагать, что существуют и предельные случаи, с сравнительно благоприятными для обоих процессов составами полевых шпатов, точнее, прочие благоприятные условия идингситизации и пропорции плагиоклаза, при которых уже возможно образование небольшого количества zeолита. Кроме того, даже при наиболее благоприятной пропорции состава плагиоклаза также может иметься составляющая, пригодная для zeолитизации, которая действительно может zeолитизоваться и при идингситизации. Однако, из-за весьма незначительного количества ее очень трудно разделить от других составных частей базальта. Соответствующее подтверждение индицирующего характера состава полевых шпатов можно было бы найти в районах, где несколько потоков лавы может изучаться отдельно и где, благодаря различным условиям дифференциации в вулканическом гнезде, на поверхность излилась то zeолитизирующая, то идингситизирующая лава.

В вопросе об идингситах и zeолитах температура и давление не могут играть существенную роль, так как в противном случае в горных породах непременно наблюдались бы оба типа: при уменьшении  $pT$  скорее или позднее создались бы соответствующие условия для образования одного, а затем другого типа.

В связи с вопросом идингсита и zeолита в заключении можно сказать, что несмотря на вышеизложенное, все же пока полностью не подтверждено, что эти два процесса исключают друг друга, и даже обязательно существуют базальты, в которых ни один из них не присутствует. Решение этого вопроса требует проведения ряда дальнейших исследований. Во всяком случае, принимая во внимание вышеизложенное, наиболее вероятным представляется предположение, по которому *помимо первичности процесса идингситизации, zeолитизация венгерских базальтов является частично первичным (транспаризационным), а частично вторичным, поствулканическим процессом.* В определенной мере это подтверждается повсеместным присутствием образующегося при поствулканической деятельности серпентина в большинстве zeолитовых базальтов Задунайской области, в то время, как в типичных идингситовых базальтах серпентин не наблюдается.

Если считать zeолитизацию венгерских базальтов последующим процессом, то необходимо выяснить, почему не произошел этот процесс также и в идингситовых базальтах. Объяснение этого сводится просто к тому, что имеющиеся в Венгрии идингситовые базальты находятся на триасовых областях, имеющих постоянный уровень карстовых вод и если бы здесь была постмагматическая, термическая деятельность, то ее температура и динамическая энергия была бы воспринята карстовыми водами огромной массы, залегающими гораздо глубже базальтовых покровов.

### **Применяемость определения степени кристаллизации**

Свою работу я начал с предположением, что при помощи способа измерения степени кристаллизации, широко применяющегося в магматической петрографии я смогу проводить разделение потока лавы, что не могло быть осуществлено до сих пор из-за отсутствия соответствующего метода.

Однако данные проведенных мною измерений показывают что — по крайней мере без наличия серии образцов, взятых из поперечного и продольного разрезов потока лавы — уверенно нельзя разделить между собой различные потоки лавы.

В процессе проведения исследований полученные данные подтвердили мое представление, сложившееся уже в первом этапе работы, по которому в пределах одного и того же потока лавы текстура химически одинаковых но по условиям кристаллизации резко отличающихся между собой частей, а также и размеры кристаллов могут быть весьма разнообразными. Таким образом в верхней части потока лавы, где охлаждение произошло наиболее быстро, измерениями были выявлены тонкозернистые породы с довольно большим содержанием стекла, в то время, как в нижних горизонтах потока лавы намечаются более крупнозернистые породы с меньшим содержанием стекла (фиг. 5). Изучение двух подобных образцов, без точного знания месторождения может привести к ошибочным представлениям. Также ошибочные выводы можно было бы сделать по результатам измерения степени кристаллизации, проведенного на поверхностных обломках, так как эти обломки могут происходить из различных частях потока лавы (возможно и нескольких потоков лавы), а это нельзя зафиксировать. Подобным образом можно предполагать, что условия продольной кристаллизации потока лавы также не были одинаковыми, следовательно результаты измерений должны получаться различными также и по линии распространения лавы. Однако в Венгрии не известны потоки лавы, уверенно прослеживаемые на большой протяженности, таким образом указанное высказание можно подтвердить только на зарубежных, по возможности свежих вулканических породах. Во время своей грузинской командировки в сентябре 1961 г., из-за краткости времени я не мог принять на себя такую большую задачу, требующую много времени и большой изученности.

Однако с другой точки зрения измерения степени кристаллизации оказались весьма полезными. Кроме того, что они опровергли возможность разделения таким образом потоков лавы и препятствовали тем самым подведению ошибочных итогов, они принесли и положительные результаты. Эти результаты, как например разделение отдельных типов оливина присутствующих в иддингситизации, на основании величин зерен (фиг. 2) оказали мне большую помощь в работе.

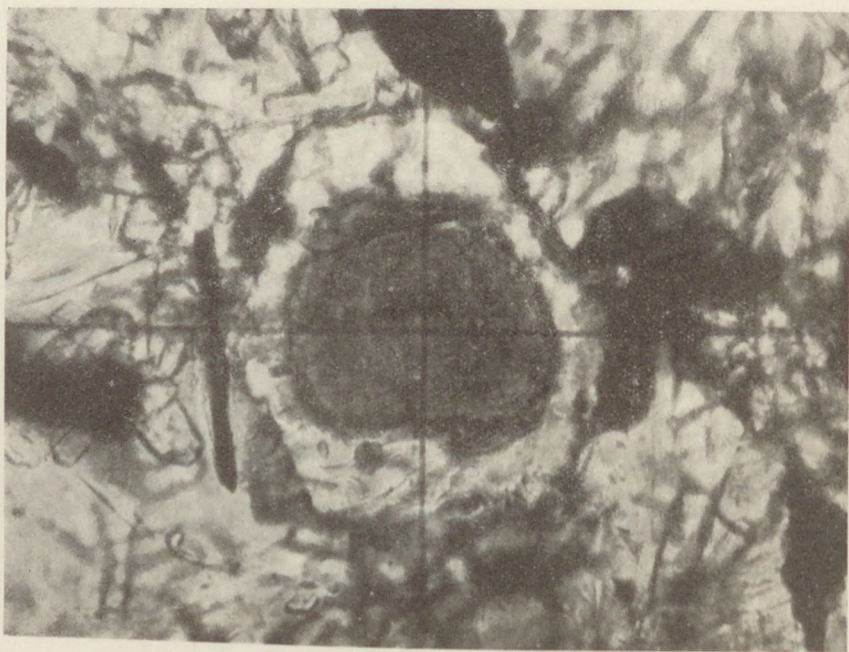
#### ЛИТЕРАТУРА

1. Brown, G. — Stephen, I.: A structural study of iddingsite from New South Wales, Australia. *Am. Mineral.* **44**, 251 — 260. 1959.
2. Дзобенидзе, Г. С.: Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1948 г.
3. Edwards, A. B.: The formation of iddingsite. *Am. Mineral.* **23**, 277 — 281. 1938.
4. Gay, P. — Le Maitre, R. W. Some observations on „iddingsite”. *Am. Mineral.* **46**, 92 — 111. 1961.
5. Hofmann K.: A déli Bakony bazalt-kőzetei Budapest, 1875 — 78. (Базальтовые породы южного склона горы Баконь)
6. Koch S. — Sztróka y K. I.: Ásványtan. (Минералогия) Tankönyvkiadó, Budapest, 1955.
7. Mauritz B. — Harwood H. F.: A Tátikaesoport bazaltos kőzetei. (Базальтовые породы серии „Татика”) *Mat. Term. Tud. Ért.*, **55**, 75 — 103. 1937.

8. Mauritz B.: A dunántúli bazaltok petrokémiai viszonyai. (Петрохимические условия базальтов Задунайской области) *Földt. Közl.* **78.** 134–169. 1948.
9. P o j j á k T.: Kőzettani megfigyelések nógrád-gömöri bazaltos kőzetekben. (Петрографические наблюдения над базальтовыми породами района Ноград–Гемер) *Földt. Közl.* **73–74.** 21–47. 1944–45.
10. Reichert R.: Újabb adatok a salgótarjánkörnyéki bazaltos kőzetek petrokémiai ismeretéhez. (Дополнительные данные о петрохимии базальтовых пород района Шальготарян) *Földt. Közl.* **55.** 181–196. 1925.
11. Reichert R.: Petrográfiai megfigyelések a nógrádmegyei bazaltokon. (Петрографические наблюдения над базальтами района Ноград) *Földt. Közl.* **57.** 201–208. 1927.
12. Smith W. W.: Pseudomorphs after olivine in Markle-basalt *Min. Mag.* **32,** 324–331. 1959.
13. Smith, W. W.: Structural relationships within pseudomorphs after olivine. *Min. Mag.* **32.** 823–825. 1931.
14. Sun, M. S.: The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico. *Am. Mineral.* **42.** 525–533. 1957.
15. Szádeczky K. E.: Geokémia. (Геохимия) Ak. Kiadó, Budapest, 1955.
16. Szádeczky K. E.–Erdélyi J.: A balatonvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. (Об образовании zeolitов базальтов в районе озера Балатон) *Föld. Közl.* **87.** 302–308. 1957.
17. Szepesházy K.: A gömöri Ajnácskő környékének bazaltos kőzetei. (Базальтовые породы окрестности горы Айначке в районе Гемер) *Mat. Term. Tud. Ért.* **61.** 1028–1069.
18. Wilshire, H. G.: Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *Am. Mineral.* **43.** 120–147. 1958.



1. Иддингситизированный оливин, внутри с волокнами.  
Параллельный николь. Увеличение: 190-кратное.



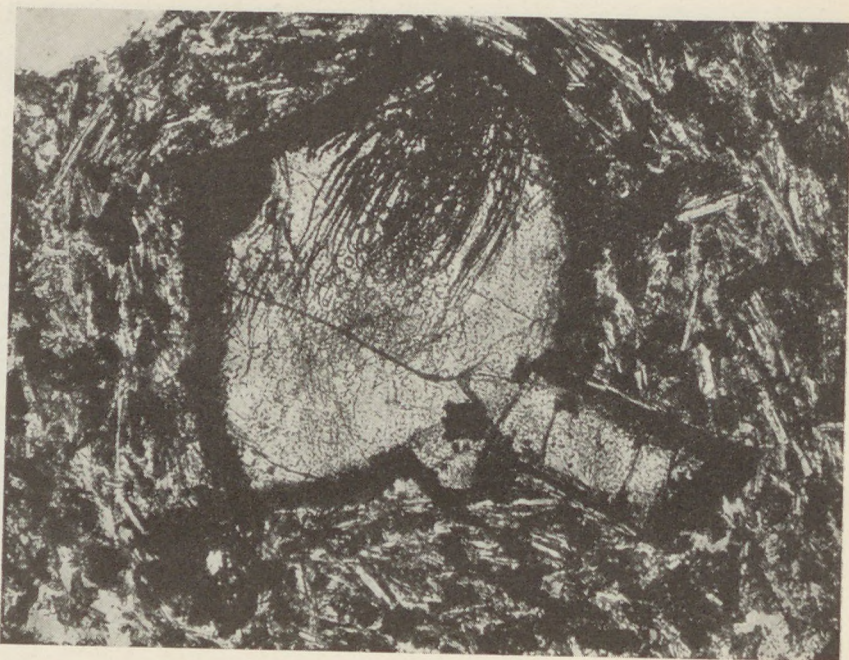
2. Оливин с иддингситовым ядром. Параллельный николь.  
Увеличение: 600-кратное.



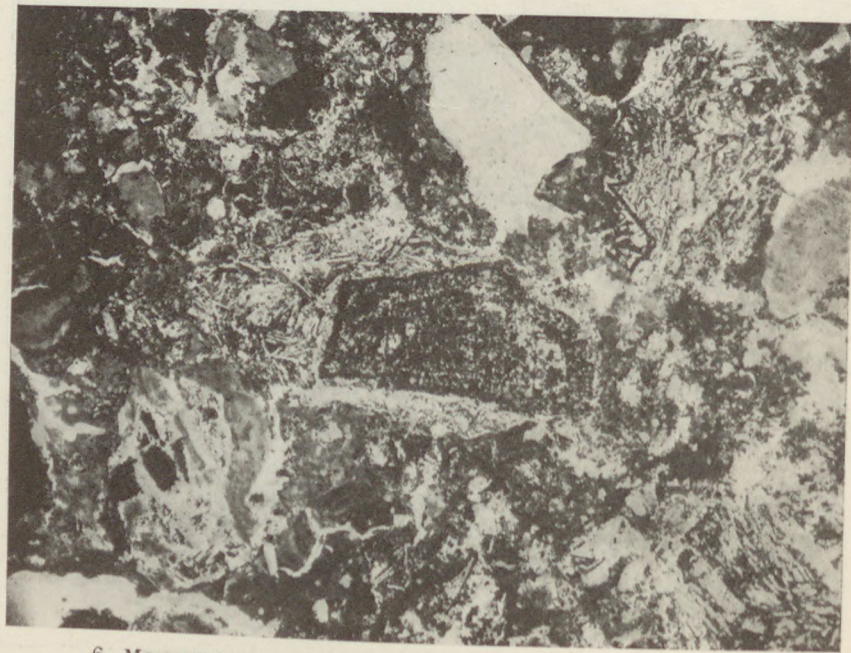
3. Иддингситовый оливин с цельным внешним краем.  
Скращенный николю. Увеличение: 120-кратное.



4. Обратстание ориентированных листовых магнетитов на  
иддингситовых оливинах. Параллельный николю. Увеличение: 120-кратное.



5. Волокнистое, шпинделесобразное распределение непрозрачных минералов в оливине. Параллельный николю. Увеличение: 140-кратное.



6. Магнетитовая гетитовая псевдоморфоза после оливина. Параллельный николю. Увеличение: 60-кратное.



## INDEX

Réthy A.: In memoriam Kövesligethy .....	5
Simon B.: Kövesligethy as a seismologist .....	11
Bartha L. jr.: Kövesligethy as an astronomer .....	13
Dank V.: Subsurface geology of the southern Great Hungarian Plain as shown by oil drillings .....	15
Kaszap A.: Investigations on the microfacies of the Malm beds of the Villány Moun- tains .....	47
Kiss J.: The autigene mineral formation and its role in carbonate rocks .....	59
Mrs. Kriván-Hutter E.: Microplankton from the Palaeogene of the Dorog Basin I. ....	71
Márton P.: On a correction problem of refraction method .....	93
Oravec J.: Stratigraphische und Faziesprobleme der obertriadischen Bildungen des Ungarischen Mittelgebirges .....	99
Scheffer V.: Regional geophysical data from the southern part of the Great Hun- garian Plain .....	109
Soós L.: Über das sogenannte dunkle Harz der tertiären Kohlen, insbesondere Ungarns	129
Sztróky K. I.: Über die Grundprinzipien einer zeitgemässen Systematik des Mineralreichs. II. Teil .....	153
Vaněk J.: On the shape of the magnitude calibrating functions for body waves around 20° .....	185
Végh-Neubrandt E.: <i>Megalodus complanatus italicus</i> n. ssp. ....	197
Végh-Neubrandt E.: Die durch Gipsauslösung entstandene Porosität in den ungarischen Trias-Dolomiten .....	203
Vörös I.: Иддингситизация в базальтах горы Ка <sup>5</sup> .....	213

