GEOLOGICKÉ PRÁCE



ZPRÁVY 36

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 1965

Redakčná rada

Pg. Anton Biely (predseda redakčnej rady), dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, pg. Jozef Gubač, prof. dr. Jakub Kamenický, prof. dr. Miroslav Kuthan, inž. Eugen Kullman, pg. Ondrej Samuel, inž. Ján Slávik

Vedecký redaktor

Pg. Ondrej Samuel

1 B 19 b

Geologický ústav Dionýza Štúra
Knižnica
v Bratislave

28 - Kn

1043/1965

© Geologický ústav Dionýza Štúra 1965

CONTENTS — INHALT

1. Hanzlíková E. — Roth Z.: Attempt on Paleogeographic Reconstruction of Outer West Carpathian Sedimentation Area 5
2. Maheľ B.: Einige Grundmerkmale des alpin-karpatischen Systems und die Besonderheiten der Westkarpaten 31
3. Maheľ M.: Morphotectonic and Structural-Tectonic Division of West Carpathians 47
4. Bañacký V. — Harčár J. — Sabol A.: Neue Kenntnisse über den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die quartäre Entwicklung der slowakischen Niederungen 63
5. Cicha I. — Chmelík F. — Pícha F. — Stráník Z.: Eine neue tektonische Einheit der äußeren Karpaten in Südmähren 85
6. Vass D.: Einige Grundtypen der tektonischen Strukturen von superponierten Depression in den Westkarpaten 105
7. Cicha I. — Tejkal J.: Zum Problem des sog. Torton in den westkarpatischen Becken (Mittelmiozän) 115
8. Began A. — Borza K. — Salaj J. — Samuel O.: On the Age of Upohlava Conglomerates 123
9. Marschalko R.: Clastic Dykes and their Relations to Synsedimentary Movemets (Plate V—VI) 139
10. Nairn A. E M. — Karolus K.: A Preliminary Paleomagnetic Study of the Rocks of the Central Slovakian igneous province 149
11. Ďuratný — Fusán — Kuthan — Plančár — Zbořil: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpaten durch geoghysikalische Mothoden . . 173
12. Kantor J.: Tungsten in the West Carpathian Metallogenetic Province (Plate I—IV) 199
13. Ďurkovič T.: Clastic Sediments of the Dukla Folds 219
14. Chmelík J. — Ilavský J.: Über den effusiven Charakter der Gabbrodiorite der Gelnica-Serie in den Gemeriden (Taf. VII—VIII) 235
15. Mihaliková A. — Šimová M.: Final Basalt Volcanism in the West Carpathians (Plate IX—XII) 257
16. Karolus K.: Contribution to the Chemistry of Carpathian Neovolcanic Rocks . 265
17. Kupčo G.: Zur Geochemie der Lydite aus der Gelnicaer Serie 283

EVA HANZLÍKOVÁ—ZDENĚK ROTH

ATTEMPT ON PALEOGEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF OUTER WEST CARPATHIAN SEDIMENTATION AREA

Introduction

Paleogeography of Outer West Carpathians represents a complicated problem due to severe changes in the dimensions of sedimentation area resulting from their present nappe structure.

Geological analysis of relations of the western part of Czechoslovak Outer Carpathians and their sedimentation area to the North European platform in their foreland enables us to reconstruct the form and position of early sedimentation area (Z. Roth 1959, 1960, 1961a, 1962a, 1963 and 1965). Upon the basis of a hypothetical solution we are trying in this paper of unfold theoretically in a new manner the folded sediments of the Outer Carpathians and arrange them into the primary position in relation to the platform. Our attempt has been preceded recently by several studies of M. Książkiewicz & cons. (1962). We respect his results trying further reconstruct the original forms of denudation areas adjacent to and within the sedimentation area. M. Książkiewicz (l. c.) noted only roughly these elements and consequently the amount of sediments derived from is not always in proper relation as to the size and well justified position and form, of the denudation area.

Determined and previously explained (Z. Roth 1960, 1961a, 1963) relations of tectonics of Outer Carpathian sedimentation area to the tectonics of Bohemian Massif make it possible to guess not only the shape, dimensions and primordial position of denudation and sedimentation areas, but also the size of later nappe overthrusts. The tectonics of the sedimentation area first of all reflects the long lasting appertenance to the North-European platform — till recently evident as well as the important paleogeographic effect of a NW—SE striking fault zone extending across Hranice to Vsetín which may be followed since the Lower Cretaceous not only in Outer Carpathians but also in the Bohemian Massif.

We are basing upon the conditions in Outer West Carpathians. The unfolding of the area therefore concerns the tectonic phases in which overthrusting of the Outer Carpathians took place beginning in Austrian and terminating in Styrian orogenic phase (Z. Roth 1965).

The development of Outer Carpathian sedimentation area lasted from Upper Jurassic to Tortonian. The questions of unfolding the Central Carpathian area into their pre-Upper Cretaceous form are too complicated to be discussed together with unfolding of Outer Carpathians.

The principal assumptions of our paleogeographic hypothesis and our unfolding procedure may be summarized as follows:

1. We suggest that the position of North European platform margin in the area of Eastern Alps did not change substantially since the Upper Cretaceous.

2. According to N. S. Šatskij (1946) the platform borders were formed of long straight lined or slightly curved segments meeting in the platform corners.

3. Beskydy parageosyncline is supposed to be a diagonal structure bound to the interior platform corner. Position of this corner may be hypothetically derived from the tectonic relations of sedimentation area and the platform (Z. Roth 1963).

4. Axis of the central gravimetric minimum extending from Wiener Neustadt across Hodonín to Námestovo and — as its eastern continuation the northern periphery of back-thrusted parts of Outer Carpathians (mainly in Eastern Slovakia; Z. Stráník — Z. Roth 1959; Z. Stráník 1965, E. Menčík — V Pesl 1963; A. Matějka et cons. 1964 and others) correspond to the outer margin of Central Carpathian block.

5. We adopted the H. Stille (1953) hypothesis suggesting that the block of Central Carpathians is largelly thrusted over the margin of the platform (Z. Roth 1961a, 1963; see Fig. A in the text).

Structural and hydrographic features of the Central Block reflect the principal Saxonic structures of the underthrusted platform margin. These structures are reflected also in the fault system between Považská Bystrica, Banská Bystrica and Lučenec with adjacent volcanic centres. Approximately along the same line is changed the general flow direction of Váh, Hron and Nitra rivers. Both features may be related to movements in the fault zone of Sudetian strike extending from Hranice further into the former underthrusted platform periphery.

6. The drift of Central Block to the north is reconstructed by means of deformation of West Carpathian sector of the Central Block as reflected by the paleogeography of the Central Carpathian basins. During the folding phases when the Central Block was substantially shiffed northward the sedimentation ceased in that particular block sector which has been lifted over the platform margin. In this manner the reconstruction of Central Carpathian Block position after Pyrenean and Savian orogenic phases may be carried out according to the extension of sediments at the beginning of Oligocene and Upper Burdigalian. We suggest that the northern boundary of sediments corresponds to the burried border of the platform.

7. Austrian and older deformations in the Central Block will not be discussed in this paper (See Fig. 1, 2). During the following folding phases the Central Block has been further deformed. We suppose however that its form and dimensions were not substantially changed within the frame of the studied area.

Regional Classification

In the following chapter is a short description of principal regional paleogeographic terms which are being used further below.

In the Neoid evolution of the part of central and eastern Europe where the dominating structure was represented by Carpathians, as *constant elevations* were found the area of the Bohemian Massif, Kielce—Stanislav Elevation, Ukrainian Massif and southern part of the Baltic Shield.

Bohemian Massif area appears as a core of continent so as it has developed gradually since the Triassic (Z. Roth 1964 a). *Kielce — Stanislav Elevation* is considered in the sense of Soviet Atlas (1961, Sheets 89—92) as an elevation the main part of which is the structure of *Swietokrzyskie Góry* Mts. *Ukrainian Massif* and *Baltic Shield* are considered in the sense of Soviet Atlas (1961, Sheet 89—92).

Constant depressions in the Neoid evolution of the region are represented by the *Gdańsk Depression* (M. Książkiewicz — J. Samsonowicz 1953) and East Carpathian Depression. As *East Carpathian Depression* is described the sedimentation area of Outer Carpathians adjacent to the Ukrainian Massif and Kielce—Stanislav Elevation.

Around all the above constant elevations were formed the denudation areas (dry land) and accumulation basins as *temporary units.*

Similar to the Baltic Shield which became later a part of Russian platform the Bohemian Massif area remained during the Neoid evolution a part of *Bohemian — Silesian elevation* untill the Lower Cretaceous and later became part of *Bohemian — Podole anteclisis* (Atlas 1961, Sheets 89—92) together with the Kielce — Stanislav Elevation and Ukrainian Shield.

Gdańsk depression was formerly the central part of *Danish — Polish trough* of NW—SE extension and later the part of E—W *Polish — German syneclisis* (Atlas 1961, Sheets 89—92). *Miechów and Duńsk — Lublin depression* (M. Książkiewicz — J. Samsonowicz 1953, Atlas 1961, Sheet 92) as parts of Danish — Polish depression border in the west and east the Kielce — Stanislav elevation, as well as the Pomorze—Kujawy elevation extenting in its northwestern continuation.

At the Bohemian — Moravian periphery of the platform and in the adjacent sedimentation area of Outer Carpathians acted temporarily as depression and temporarily as elevation the s. c. *Maleník — exotic block.* It represents an elongated block of the platform bordered by fault lines of NW—SE strike, first of all the fault zone of Šumperk—Hranice—Považská Bystrica as its NE limitation. The southeastern part of Maleník — exotic block (the s. c. *exotic block s. s.*) started to individualize according to our opinion already during the Austrian folding phase in Middle Cretaceous fusing gradually into Carpathians.

The term *Debica cordillera* is being used according to Książkiewicz (1956, Fig. 26) for the elevation zone bordering the Bachowice depression in the NE. This cordillera as we suggest is an offshoot of Bohemian — Silesian Elevation.

Inside of the subsidential Alpine area of the described territory we regard as the *Central Block* the whole complex of elevations and depressions surrounded by Western, Eastern and Southern Carpathians. The elements of the Central Block underwent a more complicated evolution than the neighbouring platform.

The largest Neoid deformation of the older structures in the northern part of the Central Block resulted due to alpinotype Austrian folding (Central West Carpathians, Muntii Apuseni). We do not consider however the prae-Upper Cretaceous deformations of the Central Block due to the complex problematics of the construction of respective paleogeographic maps. Therefore the extension of prae-Turonian dry land in the Central Block is marked only by dotted line.

Paleogeographically effective in different variations in the Central Block became namely the *Somody — Budapest elevation* (comprissing also the region of Spiš—Gemer) the *Transylvanian elevation, South Pannonian elevation* and *Vardar geosyncline*. These elements were outlined in the sense of Soviet Atlas (1961, Sheet 89—92). To the above temporary morphological units were included also the newly formed folds of Outer Carpathians on the Central Block periphery soon turned into dry land and denudation area.

Chronological Classification

This is a two part chapter. In part (a) we justified the selection of stages in which the paleogeographic situation was described and plotted in the maps. In part (b) is given the description of paleogeographic situation of every stage selected.

a) *The Selection of Charakteristic Stages of Paleogeographic Evolution*

On paleogeographic maps are plotted the situations characterizing the decisive stages of paleogeographic development of Outer Carpathian sedimentation area in relation to broader setting.

As for the oldest stage the *uppermost Malmian* was chosen (Fig. 1) in which a specific element of Outer Carpathian sedimentation area — the *Beskydy parageosyncline* began to form. Before the formation of this parageosyncline the subsidential Carpathian sedimentation area was structurally uniform. After the parageosyncline ceased to exist the area was limited only to foredeep in the foreland of the Alpine folds (Z. Roth 1965).

Barremian (Fig. 2) was a period of culmination of the first stage of the parageosynclinal development. It is characterized by extrusion of basic rocks and

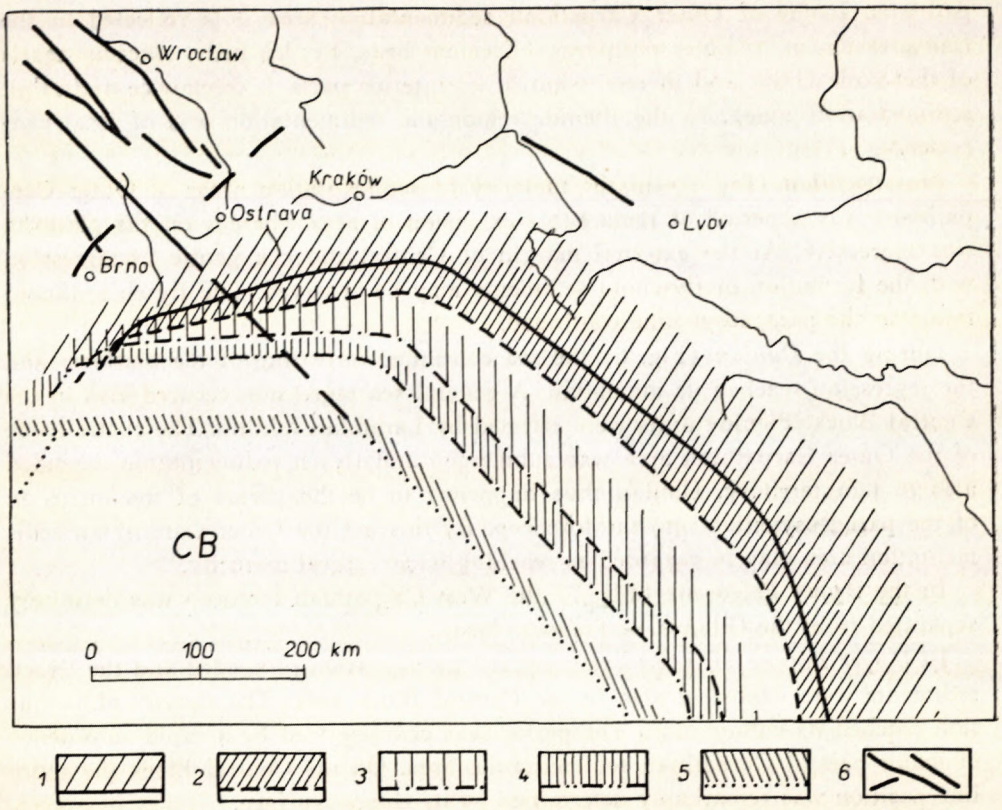


Figure (A) showing the movements of Central Carpathian Block between Upper Cretaceous and Tortonian. Hatched areas indicate the position and extension of folded belt in front of the Central Block (CB) at every stage plotted. Situation after 1. Styrian movements; 2. Savian movements; 3. Pyrenean movements; 4. Laramian movements; 5. Initial position of the Central Block consolidated by Austrian folding. Hatchures show the Pieniny folds; 6. Important fault lines inside of the platform.

sand — clay sedimentation in parageosyncline. Barremian in the West and East Carpathians preceded the paroxysmal period of Austrian folding phase.

Albian (Fig. 3) is a period of intensified tectonic movements culminating mainly in East Carpathians and with some retardation also in Central West Carpathians by the Austrian folding. In the Pienide units of Outer Carpathians it was reflected in hiatuses while in the Beskydy parageosyncline started a rapid subsidence and deposition of typical flysch sediments. Along the existing platform periphery the *most ancient (Pienide) form of Outer Carpathians* was formed together with first foredeep in the foreland (Z. R o t h 1965).

The period *Turonian — Coniacian* (Fig. 4) is marked by an extensive transgression over the platform and simultaneously by the uplift of Central Car-

pathians. Inside of Outer Carpathian sedimentation area it is reflected in the transgression at its outer periphery (Klement beds, Frýdek beds, siliceous marls of the Skole Unit) and in regression in its interior parts (Cetechovice and Hluk sedimentation zone). In the Pienide region the sedimentation was of local character.

Maestrichtian (Fig. 5) in the majority of sedimentation areas of Outer Carpathians was a period of remarkable extension of seas whereus on the platform was regressive. At the external margin of Central Block a gentle transgression with the formation of flyschoid sediments may be observed. The flysch sedimentation in the parageosyncline continued.

During the *Danian* (Fig. 6) the sea continued retreating of the platform and the regression reached its maximum. A general sea regression occured also in the Central Block. Pienide units were effected by Laramian folding. The exotic block of the Outer Carpathian area was submerged and flysch sedimentation extended also to that territory. Danian thus happened to be the period of the inclusion of the parageosyncline into the foredeep. By this act the Outer Carpathian sedimentation area may be regarded as reaching its structural maturity.

In the *Upper Paleocene* (Fig. 7) the West Carpathian foredeep was definitely separated from the Gdańsk — Pomorze basin.

In *Upper Eocene* (Fig. 8) extensive sea transgression proceeded and the flysch sediments were deposited also in the Central Block area. The flysch sedimentation reached its culmination. The period was characterized by a rapid subsidence of major part of Carpathian sedimentation area. On the Central Block the shore line position was remarkably determined by its erosive surface.

The *Lower Oligocene* (Fig. 9) shows the setting during the Pyrenean folding. The width of folded belt increased together with the adjoint continent. The area of flysch sedimentation diminished on the molasse account. In the Subsilesian sedimentation area the sedimentation was terminated.

The last figure (Fig. 10) shows the situation after Savian folding *(Upper Burdigalian — Helvetian)*. The folded belt was exposed as an uninterrupted continent dividing the foredeep sea already permanently from the interior Carpathian seas. In the isolated foredeep the salinity of water increased.

b) *Description and Discussion of Paleogeographic Situation in the Selected Stages*

Upper Malmian (Fig. 1)

The map shows the situation during the Kimmeridgean and Tithonian. According to the Jurassic division (Proposal Luxembourg 1962) we have regarded the Lower and Middle Tithonian as equivalents of the Kimmeridgean. In constructing the platform and Central Carpathian areas we followed the Atlas (1961)

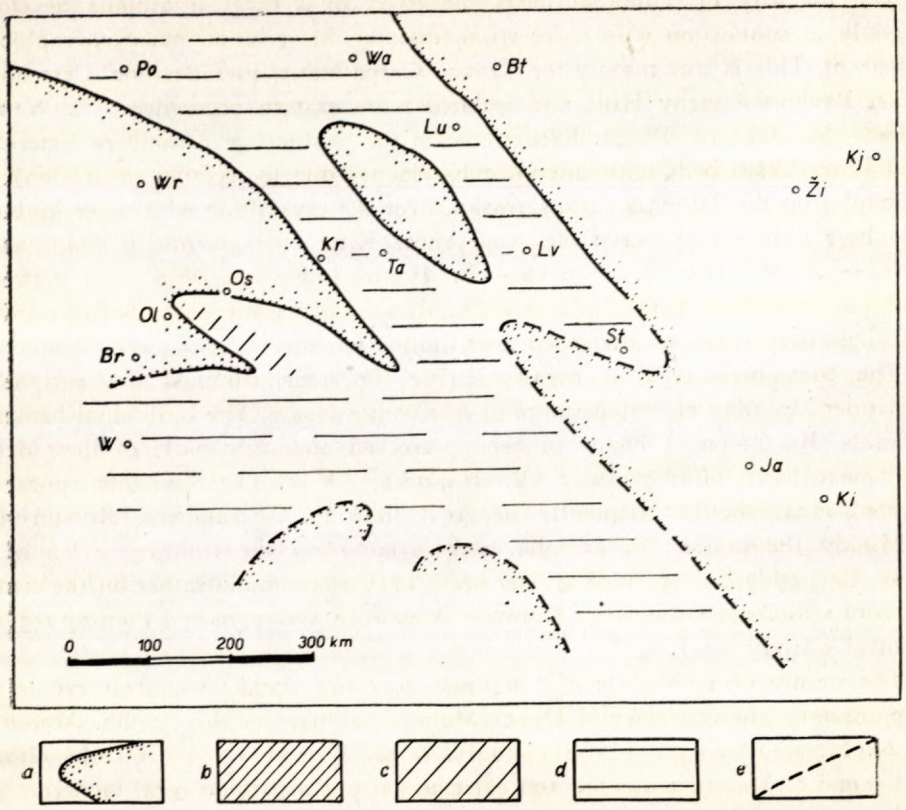


Fig. 1. Paleogeographic situation of Upper Malmian (Kimeridgean — Middle Tithonian). a — Continents, b — Flysch sediments, c — Flyschoid, molassoid and molasse sediments, d — Platform sediments (in Alpine region sediments other than previously listed), e — Limits of folded belt. Br — Brno, Bt — Brest, Ia — Iassy, — Ki — Kishinev, Kj — Kiev, Kr — Kraków, Lu — Lublin, — Lv — Lvov, Ol — Olomouc, Os — Ostrava, Po — Poznań, St — Stanislaw, Ta — Tarnów, W — Wien, Wa — Warszawa, Wr — Wroclaw, Ži — Žitomír.

showing the Kimmeridgean setting (Sheet 59) and partially Tithonian (Sheet 60). We have used also the results of M. Książkiewicz (1956, 1960) and Polish Atlas (1962). Basing upon the confrontation of all these materials and paleogeographic situation of Neocomian we have modified the paleogeography of the Moldavian part of Ukrainian Massif west of Jassy and southern vicinity of Kraków. The Debica elevation zone (M. Książkiewicz 1956) is connected with the continent.

Due to discussions regarding the extension of Austrian nappes in Central Carpathians we don't dare to unfold the dry land on Central Block as plotted in Atlas (1961).

The majority of Tithonian beds preserved in West Carpathians developed directly in connection with older strata making this relation paleogeographically apparent. This is true mainly for Central Carpathians, Pienide zone, Cetechovice zone, Pavlovské vrchy Hills and isolated more eastern occurences (Z. Stránik — M. Eliáš 1963). Exceptional is the position of Štramberk limestones and lower Tešín beds with unknown basement (due to tectonic separation). As examples on the Tithonian transgression over the crystalline with older Malmian members absent may serve the Andrychów Klippe, fragments of Malmian in Čejč — Zaječí zone (F. Pícha — E. Hanzlíková 1965) and indirectly also the occurences near Strážovice (E. Hanzlíková — Z. Roth 1965). All these occurences are dispersed over limited territory.

The Štramberk type of organo-detritic limestone trimmed the peripheries of Upper Malmian elevations more or less continuously. The individual bioherms (Corals, Brachiopods) have not been preserved and only parts of their debris may have been found recently (V. Houša 1964). The remnants appear on limited areas though frequently in great thickness (Štramberk, Ernstbrunn).

Muddy limestones (Calpionella, radiolarians) on the contrary extended in West Carpathians over much greater area. They were bound rather on the central parts of sedimentation basins (Kurovice, Vigantice, Czorstyn and Pieniny regions, Central Carpathians).

The nature of both sorts of limestone does not stand in controversy to the hypothese on the character of Upper Malmian climate in this region. According to N. M. Strachov (1962) and H. & G. Termier (1960) the climate of the end of Malmian was hot and extremely dry. Carpathian coral bioherms and Calpionella represent the northernmost occurence of Mediterranean elements. The Mediterranean zoogeographic province bordered in the northern part of Carpathians on boreal province. Both provinces communicated along the Danish — Polish depression (its Szczecin — Miechów and Duńsk — Lublin branches) with the area of Pavlovské vrchy Hills. The communication served to the necton invasions in certain periods. As proofs are the occasional Aucella and Zaraiskites as well as several foraminifera species and ostracodes in the beds of Klentnice. The onesided immigration of northern elements into the Mediterranean province is explained by existence of a cold current ceasing toward the Upper Malmian. According to Calpionella we suggest the circulation of warm currents inside the West Carpathian sea. Presence of *Calpionella* in East Carpathians has not been proved so far.

Pellites and aleurites of Lower Tešín beds were deposited in a sea gulf of tectonic origin, communicating with central parts of Carpathian basin, first of all with Pienide area.

D. Andrusov (1959) suggested a complete separation of West Carpathian sedimentation area from the Kursk — Litva region in uppermost Malmian and

a contemporaneous renewed communication with Mediterranean province (across the Baden — Franconian area). We have no reason however to doubt about the connection with the northern regions as indicated in Atlas (1961).

Barremian (Fig. 2)

The paleogeographic situation has been plotted after the Soviet Atlas (1961, Sheet 62). In the Carpathian region we respected the Polish Atlas (1962). Similar to the map of Tithonian the dry land adjacent to Bohemian Massif was extended including the Debica cordillera (M. Książkiewicz 1956) and plotted schematically as one single peninsula.

The gulf located south of this peninsula (the Beskydy parageosyncline) is left open toward NW. Sedimentary facies does not indicate shore line although the later denudation removed large portion of the existing sediments (prae-Cenomanian denudation — K. Pietsch 1956).

As stated below it cannot be excluded that the sediments of the parageosynclinal gulf were passing toward the NW into brackish or even continental sediments similar to those found more to the north also in the Danish — Polish depression (Atlas 1961).

A substantial change in the extension of the sea as compared to that of Malmian did not occur but a substantial increase in clay — sand sedimentation and in general variation in facies may be observed. Coral reefs ceased to exist. Facial changes included mainly the peripheral parts of Carpathian region whereas in its center the mud limestones remained practically in the same extension as in Tithonian (Atlas 1961).

Facial changes thus appear first of all as consequence of an increase in humidity of climate proving a remarkable shift of the northern arid zone to the south (N. M. Strachov 1962, I.). Locally they reflect also the general revival of tectonic activity.

In this period the first traces of Austrian folding may be observed in East Carpathians (N. Oncescu 1960).

In the West Carpathian parageosyncline basic volcanic rocks of teschinite association extruded during Hauterivian and Barremian. The parageosyncline became in this period the only strongly subsiding sedimentary area of West Carpathians. This fact is indicated by the flyschoid* character and remarkably greater thickness of Tešín—Hradište sequence on the contrary to the same age (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963 a). In East Carpathians the greatest subsidence occured in the innermost crystalline-Mesozoic belt (N. Oncescu 1960).

Zoogeographical communication between West Carpathian region and the North

---

* Under this term are understood the sediments roughly resembling flysch but without majority of its characteristic features (see E. Hanzlíková — Z. Roth 1963 b).

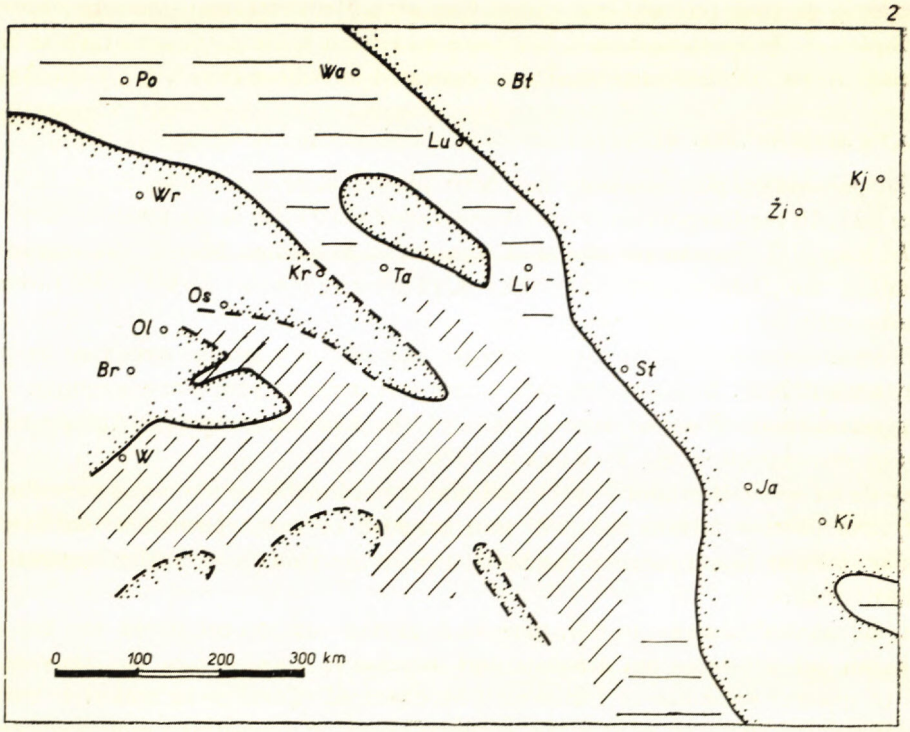


Fig. 2. Paleogeographic situation of Barremian.

Sea is proved by analogical foraminiferal associations. The communication with the sea upon the West European part of platform indicate *Pulchellidae* and *Foraminiferas* of the Hradiště beds. Compared with Upper Malmian, the Mediterranean zoogeographical province retreated to the south into the Pienide zone and Central West Carpathians. Its presence reflected the *Calpionella, Radiolaria* and *Orbitolina* limestones. Unlike the Tithonian its traces may be observed also in interior East Carpathians (Sinaia and Comarnic beds). Radiolarian plankton appeares as a unifying correlating element of all the West Carpathian basins the Hluk Cretaceous including.

The biofacial similarity of Hluk and Beskydy Cretaceous in West Carpathians may be explained by means of endemic biotope. This is proved also by lithologic and by tectonic similarity of both the regions (the increased thickness of strata as compared with the neighbouring regions and claystone facies; see E. Hanzlíková — Z. Roth 1963 a).

The salinity variation in troughs with endemic faunas (Beskydy and Hluk regions) has to be admited. Similar is the variation of salinity in the neighbouring platform basin (Atlas 1961). Such conditions are indicated by the occurence of *Trochammina* and *Ammobaculites* in Hluk and Beskydy Cretaceous.

Tectonic development of Outer West Carpathian sedimentation area continued in Barremian by the formation of a structure of Krušné Hory (Erzgebirge) strike diagonal to the parageosyncline. This structure was followed to SW by the Těšnovice—Zdounky offshoot of the Beskydy parageosyncline engulfment. Connection of its sediments with Beskydy region is evident both in fauna and lithology (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963a).

Albian (Fig. 3)

The situation on the map has been plotted after Soviet Atlas (1961) with regard to the Polish Atlas (1962). Similar to the maps of Tithonian and Barremian we have adopted the Debica cordillera (M. Książkiewicz 1956) after the Polish Atlas as a part of Bohemian — Silesian Elevation.

Regression evident already in Valanginian and Barremian culminated in Aptian. The direct communication of Carpathian region with Danish — Polish trough on platform was interrupted. Great Albian transgression renewed the communication. Szczecin — Miechów as well as Duńsk — Lublin depressions were invaded by sea in Albian again while the Swietokrzyskie Góry Mts. remained emerged as island (Atlas 1961).

In the northwestern part of Carpathian region the extension of sea was rather increasing while in the southeastern part proceeded the upheaval of Transylvanian core with simultaneous climax of Austrian folding at the northeastern block periphery (i. e. East Carpathians; N. Oncescu 1960). Limestone facies ceased to form and were replaced by marlstone and claystone facies. In the East Carpathian sedimentation area became important the spongolite facies. A typical flysch in this period is practically missing and the majority of Carpathian sediments may be classified as flyschoids. Warm, shallow, orbitoids and rudists facies retreated southward in the region of Central Carpathians. In the Beskydy parageosyncline the submersion accelerated remarkably. The Baška and Godula sedimentation areas started to differentiate facially. Baška facies was formed in a shallow NW part of the parageosyncline gulf while the Godula facies in its center. Baška facies filled also the diagonal Těšnovice—Zdounky gulf formed already in Neocomian. The Beskydy sedimentation area (i. e. the parageosyncline) could not have been closed with certainty toward the platform (as in Barremian) although the Baška and Godula facies indicate decreasing depth in northwestern direction. As shown by Fig. 4 the tendency to communicate with the Danish — Polish depression rather increased in the following period. Shallow water fauna of Baška facies is more related to platform seas than to fauna of Godula facies which is of endemic character. Only the fauna of the Hluk region may be compared to that of Godula facies. Both regions resemble each other facially to a great extent.

The opening of communication to Danish — Polish depression released mainly

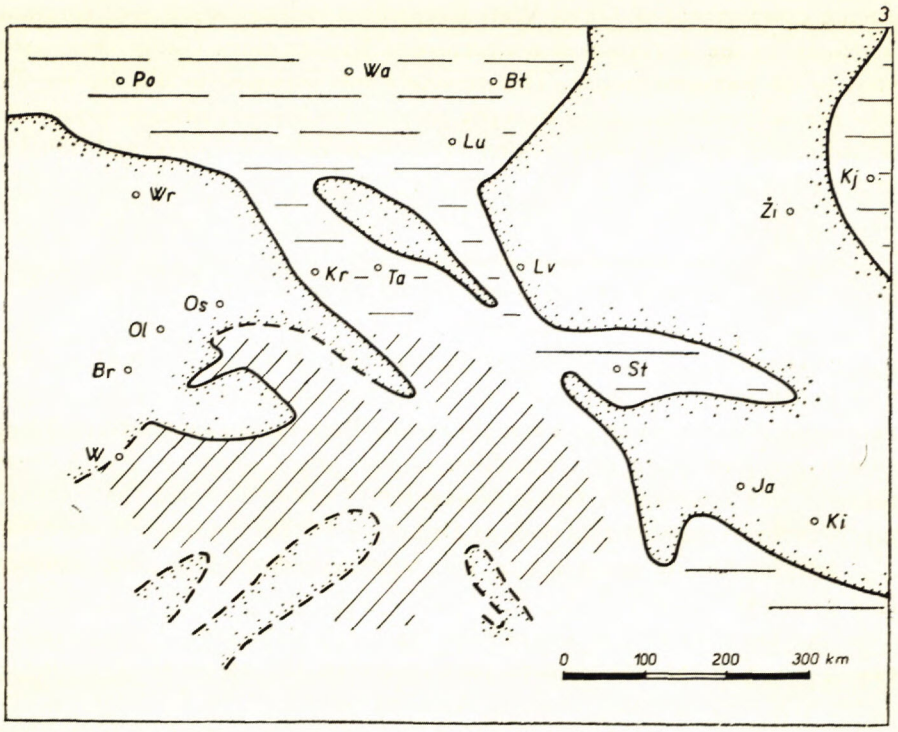


Fig. 3. Paleogeographic situation of Albian.

the way to foraminifera invading the peripheral parts of Outer Carpathian sedimentation area (Baška and Godula sedimentation areas). As indicated by *Puzosia* and *Globigerina* plankton the Central Carpathians and Pienide zone communicated paleogeographically with the Mediterranean zoogeographic province. *Globigerina* and *Radiolaria* plankton represents a unifying and correlating element of all the West Carpathian basins. Similar to Barremian its extension we suggested due to a warm Mediterranean current invading northward up to the Baška and Godula regions (e. g. in the uppermost Lhota beds — Mikuszowice facies). The greatest concentration of Globigerinae and Radiolaria was observed in Central West Carpathians and adjacent Pienide zone. The connection of both these parts of West Carpathians with Alpine region may be proved by similar faunas described by R. Noth (1951) from the Northern Calcareous Alps at Leonstein.

Turonian — Coniacian (Fig. 4)

The paleogeographical situation was generally adopted from the Soviet Atlas (1961, Sheet 66). Newly adjusted according to our investigations was the region at the eastern periphery of the Bohemian Massif. The Polish paleogeographic

Atlas (1962) and the maps of M. Książkiewicz (1960) were adopted for the vicinity of Tarnów. Transgression beginning on the platform in Albian reached in Turonian — Coniacian great territorial extension with contemporaneous deepening of the sea in major part of the territory. All these changes were reflected also in Bohemian Massif by the development of Bohemian Cretaceous. The Central Block was completed as an important structural unit by the folding of Central West Carpathians in connection with East Carpathians folded already during Aptian and Albian. This structural unit in the period of Turonian and Coniacian appeared as extensive compact dry land. By this process structurally individualized Outer Carpathian sedimentation area took a transitional position between the newly formed dry land and the transgressive sea on the platform. Transgressional Klement beds were formed at the southwest outer margin of this sedimentation area whereas more to the north and northeast were deposited the Frýdek beds, Pálkovice beds and siliceous marls of Skole Unit.

In the interior of the sedimentation area regressions are observed mainly in Cetechovice and Hluk regions. Paleogeographically these relations are reflected in the connection of Beskydy parageosyncline with Polish gulf (M. Książkiewicz — J. Samsonowicz 1953). The said gulf penetrated to the SE along the Odra river as far as the Outer West Carpathian region. We have connected further the dry land of exotic block with Central Block continent in form of a peninsula reaching to the NW to Wroclaw vicinity. Western shores of peninsula border the Bohemian Cretaceous sea penetrating into Outer Carpathian region as Klement beds in Pavlovské vrchy Hills. The southern border of Bohemian Cretaceous sea has been constructed from the *General Geological Maps of Czechoslovakia.* The Upper Turonian — Coniacian in the already folded Pienide region outcrops near Trstená and Tvrdošín. In Central West Carpathians (Brezová depression) and the southeastern part of Pienide region in Považie these stages have not been proved with certainty (J. Salaj in M. Mahel & cons. 1962; T. Buday & cons. 1963).

In the Godula area of Beskydy parageosyncline the Istebná beds of Upper Senonian transgression covered the top members of Godula beds after a gap corresponding to the Lower Senonian. Northward in Bachowice area the Turonian and Senonian appears (according to M. Książkiewicz 1956) in limestone facies with apparent biofacial and lithofacial relations to the sea of neighbouring platform (Opole and Bohemian Cretaceous). Spongolite facies disappears from the Outer Carpathian region remaining only on the platform. Typical flysch deposited in parageosyncline during Cenomanian and Turonian. Its representatives are mainly the beds of Godula (E. Hanzlíková — Z. Roth 1963 a, b). Flysch sediments filled the rapidly sinking part of parageosyncline in the neighbourhood of the tectonic escarpment bordering the exotic peninsula from northeast and along the new folded rim of the Central Block. Intense subsidence with the

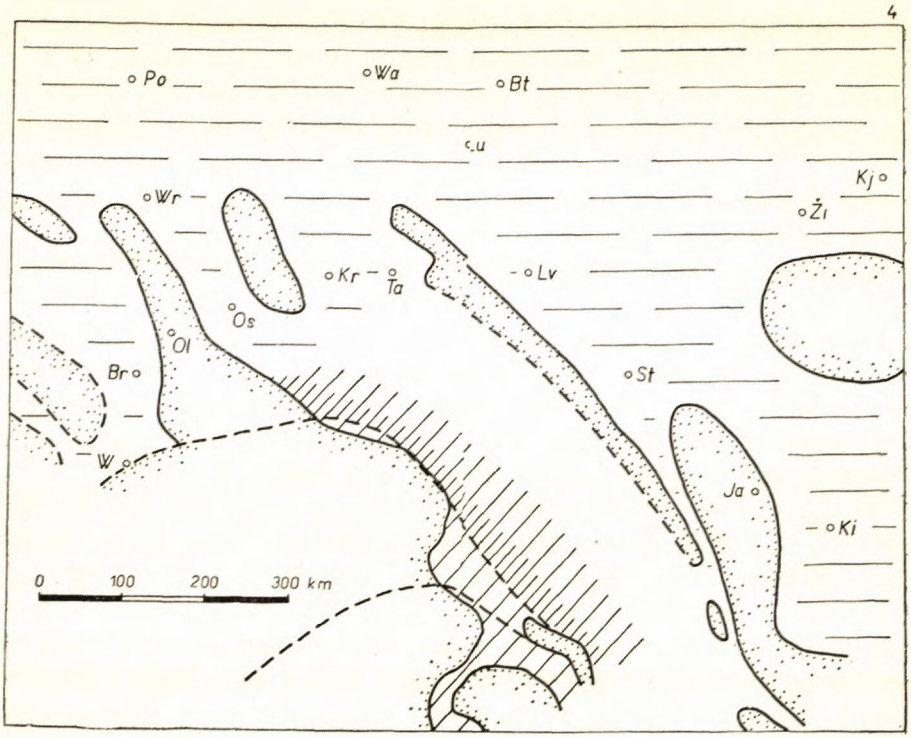


Fig. 4. Paleogeographic situation of Upper Turonian — Coniacian.

sedimentation of huge Bucegi conglomerates dominates in East Carpathians. It is accompanied by the uplift of eastern part of the Central Block (the Transylvanian elevation). Along the southern periphery of exotic block and the western margin of the Central Block deposited during Cenomanian in the Pieniny zone (Považie) the Orlové conglomerates followed by Upohlava conglomerates in Lower Senonian. The situation in Upper Turonian and Lower Senonian however lacks apropriate explanation in some points (J. Salaj l. c.). By the outline of flyschoids in the northeastern part of Beskydy parageosyncline the Polish Atlas (1962) has been followed. As flyschoids we have included here mainly the variegated Godula beds in Poland and the bottom parts of Inoceramian beds eventually. The communication between Opole gulf and Beskydy parageosyncline is proved by the migration of Inoceramus to Bachowice region (M. Książkiewicz 1956) and by the foraminiferal benthos of Palkovice beds.

In the vicinity of Kobeřice near Opava, platform foraminifera occur in the autochtonous sediments of Opole gulf. Poor Turonian — Coniacian associations of Frýdek beds near Tichá and Frenštát p. R. (Z. Roth — E. Hanzlíková — I. Cícha 1963) also contain very little of platform elements. Correlation of fauna occuring in the quickly subsiding parts of geosyncline with some other

types is very difficult due to its endemic character. Benthonic foraminifera of platform type (Pernerina) were ascertained in the basement of Godula beds in the Malý Beskyd (Poland), in lower parts of Godula beds near Čeladná and in Pisarzowice beds of Bielsko region (W. Nowak — J. Liszkowa in F. Bieda & cons. 1963). Thanatocenoses with occasional platform benthos comprise Mediterranean *Globotruncana* plankton according to which they have to be included in Mediterranean zoogeographic province.

The formation of the dry land in the Central Block diminished the communication of the Outer Carpathian sedimentation area with the Mediterranean region. Precise reconstruction of communication ways lacks sufficient proofs. Most probable seems the communication in the inner zone of East Carpathians plotted in Soviet Atlas (1961) with the occurence of red marlstone containing bicarinate *Globotruncana* (M. Filipescu in N. Oncescu 1960).

Occurence of the Gosau Upper Turonian — Coniacian in southwestern Považie, Brezová depression and its relation to Eastern Alps have not been solved up to present. Entirely different from the Gosau is the facies of Klement beds resting transgressively over the Jurassic of Pavlovské vrchy Hills. Both micro and macrofauna of Klement beds — identical with fauna of Bohemian Cretaceous — prove their direct connexion as indicated also in our map. Lateral connection of Carpathian marine sedimentation area with fresh water basins of South Bohemia may also be suggested in this period (A. Malecha — F. Pícha 1963).

Outlined Turonian — Coniacian paleogeographic situation corresponds to the folding climax of Central West Carpathians. In this period originated Pienide tectonic units as the first form of Outer Carpathian folds preserved unchanged until Paleocene.

Maestrichtian (Fig. 5)

Paleogeographic map was arranged according to the Soviet Atlas (1961, Sheet 69). Newly designed was the territory at the eastern border of Bohemian Massif mainly peninsula of the Debica cordillera (mostly according to Polish Atlas 1962).

Regression beginning in platform areas during Lower Senonian (Atlas 1961; H. & G. Termier 1960) continued also in Maestrichtian. Moldavian part of Ukrainian platform emerged in Santonian appears as a steadily extending dry land. The marine communication of seas in the central and southern parts of Central Block with Dinaric region was renewed (Atlas 1961). Emerged remained and somewhat increased also the dry land of Austrian folds in East Carpathians.

New transgression in the sedimentation area of Outer West Carpathians reflected the increasing tectonic movements of Alpine folds. They culminate later in Paleocene by the Laramian folding in Pienide region and by total sinking

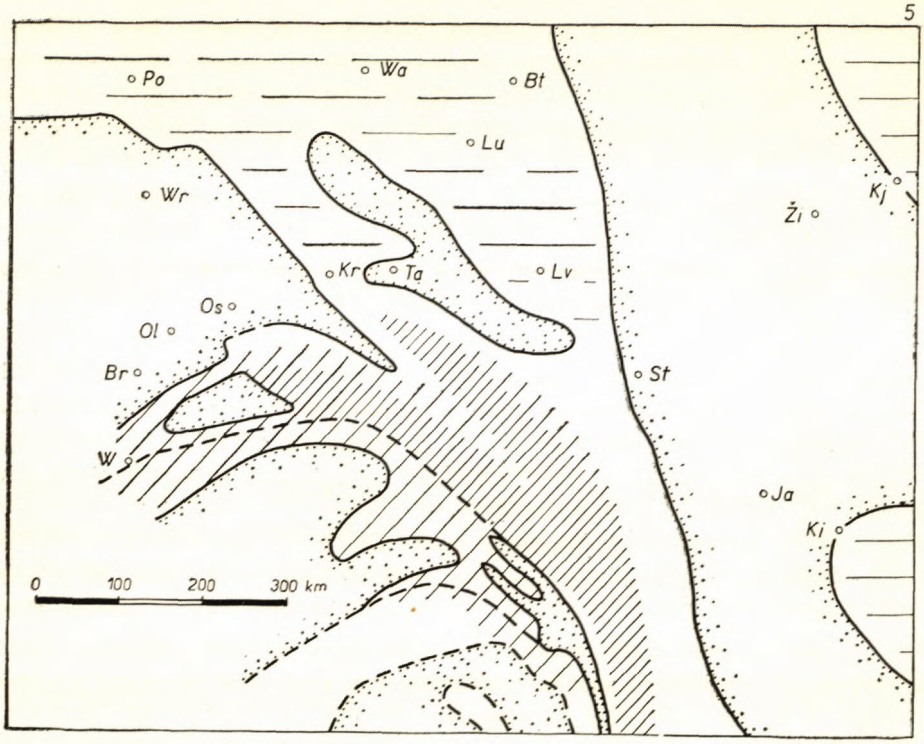


Fig. 5. Paleogeographic situation of Maestrichtian.

of the exotic block. Sea covered the folded Pienide region and outer margin of Central Block (Brezová depression and Považie). The influence of block relief was apparent. The sea separated the exotic block in form of an island from both Bohemian Massif and Central Block. Channel standing between the island and Bohemian Massif followed the revived, diagonal Těšnovice—Zdounky depression connecting the Pavlov—Waschberg and Beskydy regions. Exotic island was separated from the continent of the Central Block by the sea in Pienide, Brezová and Žilina areas. Subsidence of the parageosyncline continued. It became the cause of great thickness, extension and flysch facies of Istebná and Inoceramian beds as well as flyschoid facies of Frýdek and Palkovice beds. Closing of the temporary NW communication of the Beskydy parageosyncline with the platform sea we deduce from the retreat of sea from Opole region to the N. The true northwest extension of parageosynclinal sea may hardly be reconstructed due to tectonic separation and transportation of nappes. Therefore also no littoral facies here are known. The northeastern limit of parageosyncline remained at the Debica peninsula. The red pelite facies deposited at peninsula's southern margin. The sedimentation area of Skole unit (Inoceramian beds) is being placed into the southeastern continuation of Miechów depression. Flysch facies of Inoceramian

beds indicate that the SE continuation of Miechów depression was at that time (similarly as the Beskydy parageosyncline) limited by the steep NE (tectonic) escarpment of Debica peninsula. A more eastern communication of the Danish—Polish sea with East Carpathians represented the Duńsk—Lublin depression.

Existence of a channel between the exotic island and Bohemian Massif is indicated by Upper Cretaceous flyschoid sequences resembling the Frýdek and Třinec beds. These beds connect the Beskydy and Pavlov—Waschberg regions. In the region of Pieniny and Central Carpathians (Brezová depression) were deposited abundant flyschoid and shallow water facies (often variegated marls).

Connection with the Danish—Polish sea was reflected mainly in Inoceramian beds of the Skole unit. They contain boreal and Hercynian species of Inoceramus, ammonites and belemnites. On the other hand Mediterranean ammonites were found in Central Poland (M. Książkiewicz in F. Bieda & cons. 1951, p. 107). The character of microfauna even in Subsilesian sedimentation area indicates the existence of northward communication. The majority of West Carpathian sedimentation area however remained the part of Mediterranean zoogeographic province as proved by orbitoids and hippurits limestones of Central Carpathians as well as a great extension of *Globotruncana* marls. These elements again speak for the communication with Mediterranean region across Pavlov—Waschberg area. Possibly into this area migrated also the hercynian elements in reverse direction (e. g. *Belemnitella mucronata*). In Pienide zone the shallow water Mediterranean influence decreased northeastward. *Globotruncana* marls represent an important correlation unit throughout the Carpathian sedimentation area. At the Central Block periphery the shallow water Mediterranean facies are known in Uppon Hills of Hungary and in Roumanian Maramures (N. Oncescu 1960; D. Andrusov 1959). Maestrichtian is the period of beginning symptoms of Laramic folding phase.

Danian (Fig. 6)

Construction of the map was generally based upon the Soviet Atlas (1961, Sheet 70) except the Carpathian region adjusted according to our own conception. Our map differs from that of Polish Atlas (1962) mainly by the explanation of source zone of detritic sediments between Silesian and Magura sedimentation areas. Polish authors regarded this source zone as an emerged cordillera while our concept according to previous investigations (Z. Roth 1957 a, d) suggest the existence of submarine tectonic escarpment. The setting in Central West Carpathians we arranged according to F. Chmelík (1964) map. Regression on the platform included the majority of seas. The Danish — Polish sea communicated up to that stage with Carpathian sea along the Duńsk — Lublin depression. The Miechów depression however turned already into the dry land. Swietokrzyskie Góry Mts. joined the Debica peninsula as a part of compact

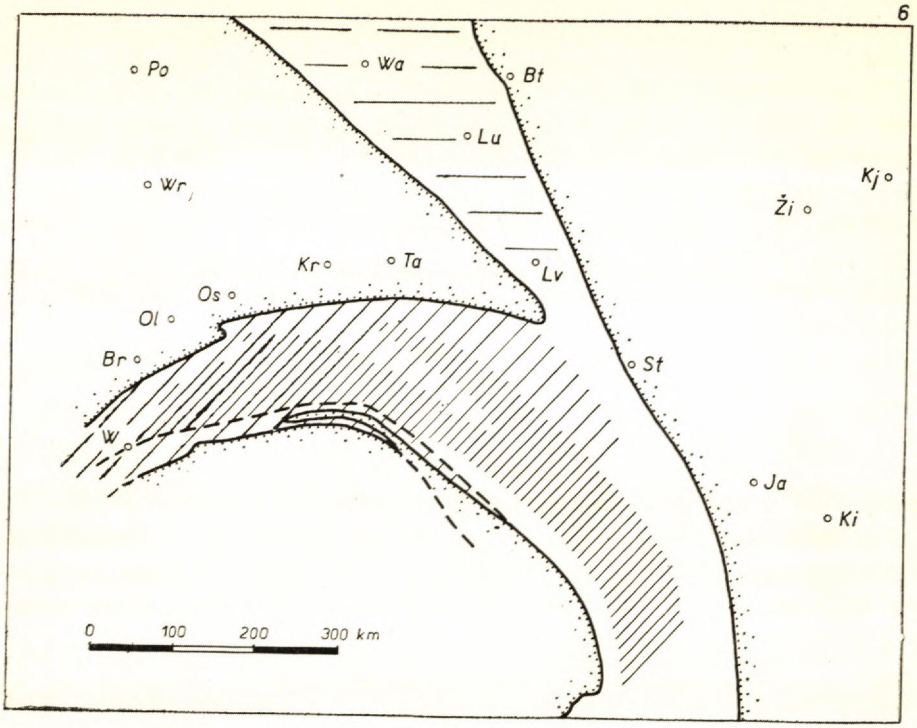


Fig. 6. Paleogeographic situation of Danian.

extensive dry land of Bohemian — Silesian elevation ending southeast of Lvov. In this manner the Carpathian sea started to separate and individualize slowly from the Danish — Polish sea.

Under the influence of Laramic movements the Central Block started to raise again as a huge compact dry land (similar as during the Austrian folding). At the outer periphery of this continent in Pienide region proceeded the rearrangement of Austrian folds belt. It functioned as an emerged cordillera of the eastern part of the Klippen Belt. Strong upheaval of Central Block induced the rapid subsidence of exotic block in Outer Carpathian sedimentation area. It turned this island into the most intensely sinking part of geosyncline. By these changes the individuality of Beskyde parageosyncline ceased to exist during Paleocene and instead a uniform extensive Outer Carpathian foredeep was formed. Steep tectonically controlled and active submarine escarpments bordering the subsiding exotic block in NE and NW as well as the belt of folds at its SE periphery became the source areas of Magura Flysch deposited mainly on the subsiding exotic block itself. Adjacent in northeast terminated the sedimentation of Istebná beds of Beskydy region. These changes were accompained by gentle nevertheless intense transgression in Bohemian Massif observable mainly in Ždanice sedi-

mentation area and in the paraautochtonous area of Subsilesian group of Beskydy region. After the sinking of exotic island the Těšnovice—Zdounky channel disappeared becoming a part of Outer Carpathian foredeep. In the majority of peripheral territories variegated pelites or flyschoids were deposited. A less extensive transgression may be observed also at the southeastern margin of the Central Block (Brezová depression — F. Chmelík 1964).

The dry land adjacent to Bohemian Massif was trimmed by conglomerate facies with littoral fauna (Bruderndorf beds, Stráž sandstone, Babice beds). Similar formations surrounded also the Central Block being known mainly from Pienide region.

The connection with Danish — Polish sea was not substantially limited although the whole sea extension shrinked as compared with Maestrichtian. From northern regions intruded into Carpathians mainly benthonic foraminifers and minute *Globigerina.* These elements reached not only the Babice region but also the Subsilesian — Ždánice area. Isolated occurences of *Hercoglosa danica* in Bruderndorf beds may be explained by immigration from north and from southwest along Bohemian Massif as well. Shallow water Mediterranean elements *(Discocyclina, Operculina)* occur in both the Central Block periphery (Brezová depression conglomerates) and also in Pavlov—Waschberg zone (Bruderndorf beds). Northward they penetrated to the Babice region (F. Bieda 1946). The majority of small bentonic foraminifera and *Globigerina triloculinoides* characterize the Outer Carpathian sedimentation areas as a part of the Mediterranean zoogeographic province. Exceptional are the endemic (flysch) biotopes of the deep troughs which are difficult to compare with the neighbouring regions.

Tectonic movements during the Danian stage affected remarkably the sea bottom relief as well as the litho and biofacies of the sea bottom. Extensive subsidence of exotic block in the center of Outer Carpathian sedimentation area counterbalanced by the raise of Central Block offers a hypotheses of northward drifting Central Block upon the platform rim covered by the foredeep. Contemporaneously the belt of folds in front of the Central Block increased.

Upper Paleocene (Fig. 7)

Paleogeography of Paleocene was reconstructed according to Soviet Atlas (1961, Sheet 71) and in Carpathian region after our investigation with respect to Polish Atlas (1962). Communication with Danish—Polish sea along the Duńsk—Lublin depression ceased definitively. Geosynclinal region of Outer Carpathians remained trimmed in the north by an extensive dry land of Bohemian—Podolian anteclisis comprising Bohemian Massif, Swietokrzyskie Góry Mts. and Moldavian part of Ukrainian platform. Narrow northwestern margin of the Central Block and first of all the adjacent folded Pienide zone were submerged. Major part of Central Block remained dry land (Brezová depression including). High position

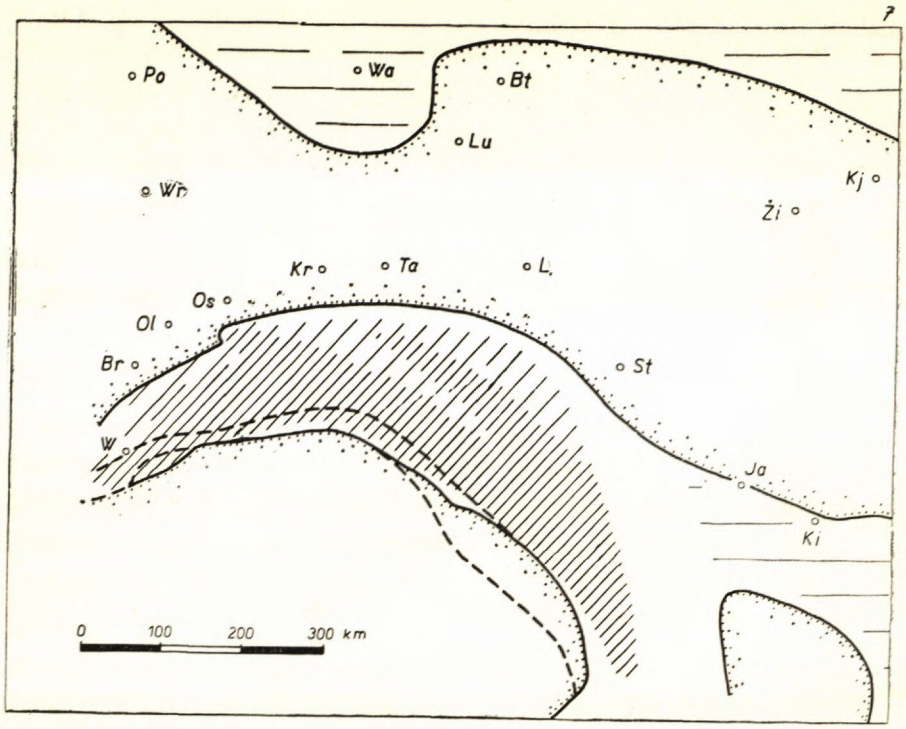


Fig. 7. Paleogeographic situation of Upper Paleocene (Landenian).

of Central Block indicates the continuation of tectonic movements, evident also on the steady subsidence of exotic block and on extension of flysch sedimentation. Total individualization of Mediterranean zoogeographic province is also due to the interrupted communication with the Danish—Polish sea. The circulation of warm currents in Carpathian sea is indicated by the immigration of thermophile *Globigerina* and *Globorotalia* plankton. *Nummulites* and *Assilina* faunae migrated along the Bohemian Massif extending especially in newly submerged limestone territories of Central Carpathians, mostly to lithothamnium and other littoral biotopes. Endemic faunas continued to develop in the subsidential parts of sedimentation area bound first of all to Soláň and Inoceramian beds.

Upper Eocene (Fig. 8).

We have adopted the paleogeography of Soviet Atlas (1961, Sheet 73) modified according to our investigations and the Polish Atlas (1962). Plotted on the map is the situation preceding directly the Pyrenean Movements.

On the platform the sea extended mainly in Caspian-Black Sea region communicating with Danish — Polish sea along the Warsaw channel. Great transgression invaded the block of Central Carpathians. The width of West Car-

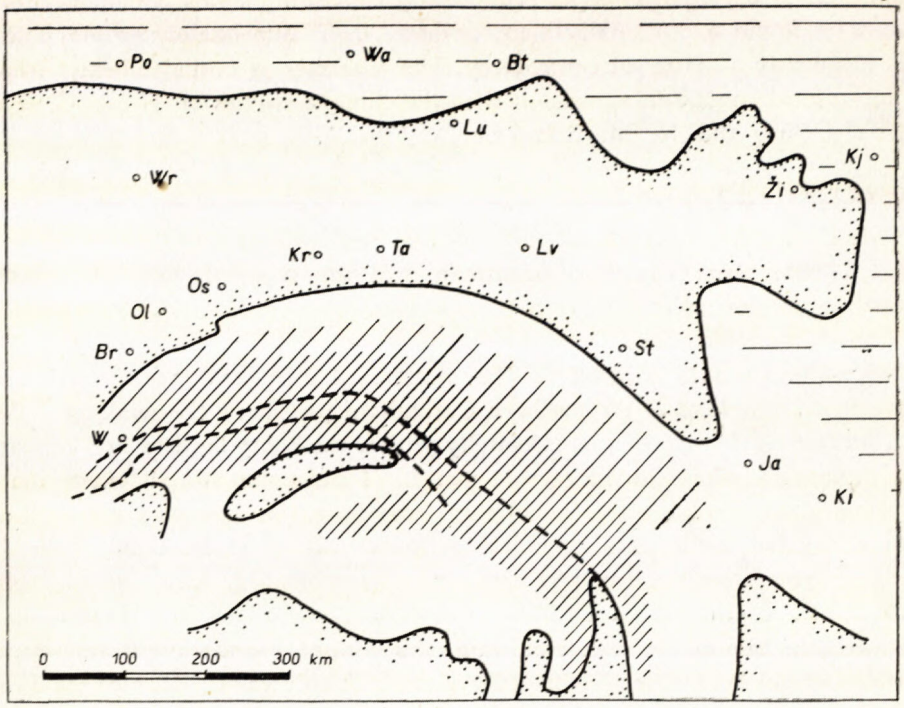


Fig. 8. Paleogeographic situation of Upper Eocene.

pathian sedimentation area grew twice as large as compared with its previous dimensions. Spišsko-Gemerské rudohorie Mts. remained emerged in West Carpathian sector as an island. The subsidence in the central part of Outer West Carpathian sedimentation area proceeded. It was accompanied by the subsidence of a wide margin of the Central Block (Central Carpathian Paleogene; F. Chmelík 1964). In these regions originated thick beds of flysch (the upper sequences of Paleogene beds of Magura group and also the flysch beds of Central Paleogene). At the shores of dry land surrounding the Carpathian territory in the west and north started the formation of Menilite beds (on the map included in flyschoids). Menilite beds closed the sedimentation in Subsilesian area.

Zoogeographically the whole sedimentation area belongs to Mediterranean province with warm currents carrying the Mediterranean plankton (faceted *Globigerina* and *Globorotalia*) deposited in the form of globigerine muds even in parts very near to the dry land. The central portion of Carpathian sedimentation area remained under the influence of flysch sedimentation and consequently the fauna remained in majority endemic. Mediterranean nummulite facies climaxed in the submerged parts of Central Carpathians. *Nummulites* extended in shallow litho-

thamnium — bryozoan biotopes occasionally containing corals. Isolated *Nummulites* were found exceptionally also elswhere, their autochtonous origin however was frequently a matter of controversy. The character of fauna indicates tropical to subtropical climate in agreement with the climatic studies of H. & G. Termier (1960) and N. M. Strachov (1962).

Lower Oligocene (Fig. 9)

Paleogeographic situation of the platform was plotted with regard to Soviet Atlas (1961, Sheet 74). In Carpathian area the situation has been adjusted according to our own observations and the work of M. Książkiewicz (1960) in the folded belt.

No major changes occured on the platform except local transgressions and regressions. Dry land at the northern Carpathian periphery (Bohemian — Podolian anteclisis) remained approximatelly within the same borders and character. The situation changed at the eastern margin of Bohemian Massif where the dry land increased involving the Subsilesian (and later also Silesian) sedimentation area under the influence of verticaly oscilating blocks of Sudetian strike. The Central Block rised steadily and along its outer periphery increased the belt of folds which at the end of Pyrenean movements comprised the Magura, or — Magura and Silesia — Těšnovice units and formed together with an extensive part of Central West Carpathians a large denudation area. In Ždánice region and in the East Carpathian parts of Silesian units as well as in the most eastern parts of Magura group the sedimentation continued (Maľcov beds etc.). In Central Carpathians the sedimentation drifted south-eastward behind the Handlová—Prešov line. Large portion of sediments bears the character of molasse sediments. Flysch represented by Menilite-Krosno beds of Silesian unit is loosing some of its typical features. Largely extended Menilite facies became important in Lower Oligocene. Sediments of this facies originated in bottom depressions of various depth with limited water circulation. It contains locally also brackish or fresh water elements (Characae). Compared with previous period Menilite facies reached at some places also into Central West Carpathians (Maľcov beds, Ujak facies, Šambron ridge) as shown in Polish Atlas (1962).

Major part of Carpathian sedimentation area remained under the influence of sea currents disseminating the plankton over the whole region. Remarkable is its occurence in the correlating horizon of Jaslo shales of Skole and Silesian units (Hanzlíková — Menčík 1965). Plankton species are of Mediterranean character and are identical with those of Ždánice unit and Maľcov beds.

Pyrenean folding opened the last period of geosynclinal evolution in Outer Carpathians leading to the separation of Ždánice region from northeastern, Silesian, Subsilesian and Skole regions. Nevertheless the permanent separation of both parts of the foredeep occured only in Upper Tortonian.

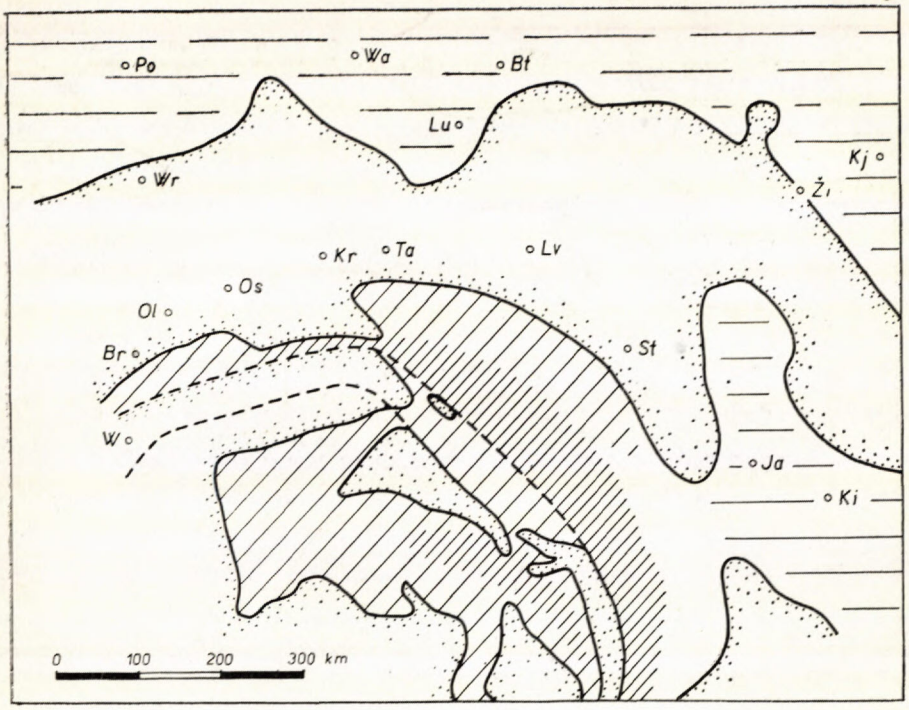


Fig. 9. Paleogeographic situation of Lower Oligocene.

Aquitanian, Burdigalian, Helvetian (Fig. 10)

The territory of West Carpathians is shown in situation approximately after the Savian orogenic phase at the beginning of Upper Burdigalian generally respecting the paleogeography presented in Soviet Atlas (1961, Sheet 76) however newly modified. Regression on platform, manifested by decreasing salinity, which began since Middle Oligocene further continued. Previously uniform sedimentation area was divided during Aquitanian and Burdigalian between Brest and Žitomír in two parts: northern one with lakes and swamps and southeastern one with alluvial plains and brackish gulf of the Kachov sea. The extension of sea on the Central Block remained generally unchanged nevertheless it became more shallow. The block started to change into an articulated archipelago. Belt of folds forming islands only in northwest and east submerged in its middle sector, turned during the Lower Oligocene into an uninterrupted elongated dry land of the Carpathian Arch. This land separated definitively the area of foredeep from the Central Block basins. Due to isolation and dry subtropical elimate (H. & G. Termier 1960) the salinity in foredeep increased. Under the influence of Savian movements acompained by the growth of Carpathian

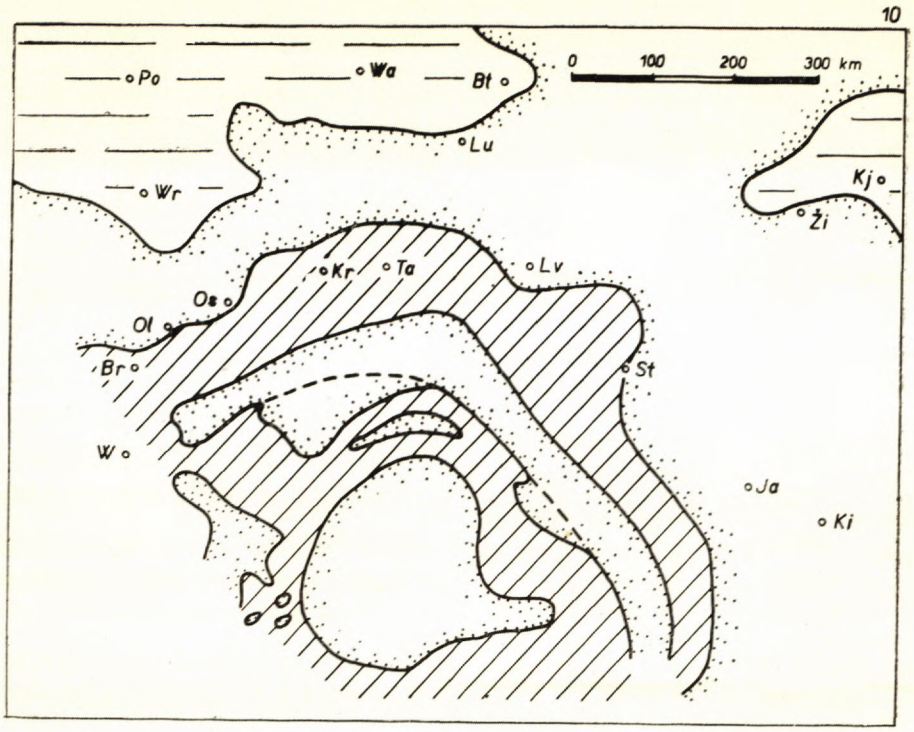


Fig. 10. Paleogeographic situation of Aqutanian, Burdigalian — Helvetian.

tectonic dry land, drifted the sea some tens of km farther into foreland. This transgression affected Bohemian Massif southwest of Brno and to a smaller extent also the Ostrava territory. The foredeep communicated to the south with Alpine marine molasse and with the region of Vienna basin. Such a connection may be proved by Globigerina and benthos associations as well as fossils found e. g. near Jaklovec in Ostrava vicinity (P. Čtyroký in Z. Roth & cons. 1962 b). The region of Ostrava, mainly the Maleník block represented an elevation zone rising since Oligocene and dividing gradually the Carpathian foredeep into the Moravian — Austrian and Polish sectors. This process ended in Upper Tortonian by permanent division. The above elevation zone was the part of an extensive diagonal elevation belt appearing in both the Bohemian Massif and Central Carpathians (Z. Roth 1957, 1965 etc.). Southwest of this elevation belt existed a parallel depression including also the Vienna and Pannonian Basins. Vienna basin represented the central area of communication between the Outer Carpathian foredeep and Pannonian basin.

Central Institute of Geology
Praha

Translated by J. Kováčik.

REFERENCES

[1] Andrusov D. (1959): Geológia Československých Karpat, sv. II. SAV, Bratislava. — [2] *Atlas litologo-paleogeografičeskich kart Russkoj platformy i eë geosinklinal'nogo obramlenija;* časť II. Mezozoj i kainozoj (masštab 1:5 00 000). Moskva—Leningrad 1961. — [3] Bieda F. (1946): Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. — Roczn. pol. Tow. geol. 16, 1—52, Kraków. — [4] Bieda F. — Halicki B. — Książkiewicz M. — Michalik A. — Passendorfer E. (1951): Regionalna Geologia Polski. — (Tom I: Karpaty, Sesz. 1: Stratygrafia. — Pols. Tow. Geol. 1, (1), Kraków. — [5] Bieda F. — Geroch S. — Koszarski L. — Książkiewicz M. — Żytko K.: (1963): Stratigraphie des Karpates externes Polonaises. — Biul. Inst. geol. 181, Assoc. Géol. Karpato-Balkanique, VI-ème Congres, X, 5—174, Varsovie—Cracovie. — [6] Buday T. & cons. (1963): Vysvětlivky ke geol. gen. mapě 1:200 000, list Gottwaldov (M-33-XXX). Geofond, Praha. — [7] Maheľ & cons. 1963: Vysvětlivky ke geol. gen. mapě 1:200 000, list Wien—Bratislava (M-33-XXXV, M-33-XXXVI). — Geofond, redakcia Bratislava. — [8] Hanzlíková E. — Menčík E. (1965): Foraminiferový plankton v jaselských lupcích... Věstník ÚÚG 40, Praha. — [9] Hanzlíková E. — Roth Z. (1963a): Rewiew of the Cretaceous Stratigraphy of the Flysch zone in West Carpathians. — Geol. sbor. 14, (1), 37—81, text. 7, Bratislava. — [10] Hanzlíková E. — Roth Z. (1963b): Litofacies, biofacies and sedimentary conditions in the Cretaceous beds of the Flysch zone in the Czechoslovak Carpathians. — Geol. sbor. 14 (1), 83—108, Bratislava. — [11] Hanzlíková E. — Roth Z. (1965): Původ slepence ždánicko-hustopečského souvrství od Strážovic u Kyjova. — Věstník ÚÚG, 40 (1), 5—10, Praha. — [12] Houša V. (1964): Problém stáří štramberských a kopřivnických vápenců. — Časopis pro mineralogii a geologii 9 (1), 19—25, 1 tab., Praha. — [13] Książkiewicz M. — Samsonowicz J. (1953): Zarys Geologii Polski. — Warszawa. — [14] Książkiewicz M. (1956): Jura i kreda Bachowic. — Rocznik pol. Tow. geologicz. 24 (2—3, 121—405, tab. XI—XXXII, 61 Texf. Kraków. — [15] Książkiewicz M. (1960): Outline of the Paleogeography in the Polish Flysch Carpathians. — Prace Inst. geol. 30 (2), 236—249, figs. 18, Warszawa. — [16] Książkiewicz M. (1960): Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych. — Materialy Karpato-Balkanskoj associacii, N. 3, 53—76, Akad. Nauk Ukrajin. SSR, Kijev. — [17] Książkiewicz & coll. (1962): Atlas geologiczny Polski zagadnenia stratygraficzno-facialne. Zeszyt 13: Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych (1:600 000). — Assoc. geol. Karpato-Balcanique, VIème Congres Varsovie—Cracovie 1963. — [18] Malecha A. — Pícha F. (1963): Geologický vývoj jz. části třeboňské pánve. — Věstník ústř. Úst. geol. 38, 297—310. Praha. — [19] Matějka A. & cons. (1964): Vysvětlivky ke geol. mapě ČSSR 1:200 000, list Zborov—Košice (M-34-XXII, M-34-XXVIII). — Geofond, redakcia Bratislava. — [20] Menčík E. & Pesl V. (1963): O povaze hlavních směrných tektonických dislokací v magurskému flyši. Časopis pro miner. a geol. 8, 1, p. 29—39, Praha. — [21] Noth R. (1951): Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. geol. Bundesanst. 3, 1—88, Wien. — [22] Oncescu N. (1960): Geologija ruminskoj narodnoj respubliki, p. 503, Moskva. — [23] Pícha F. — Hanzlíková E. (1965): Předběžná zpráva o nálezu jurských bradel v paleogénu ždánické jednotky u Zaječí. — Věst. ústř. Úst. geologického 40, Praha. — [24] Pożaryski W. — Pożaryska K. (1960): On the Danian and Lower Paleocene sediments in Poland. — Inter. Geol. Congres, Report of the Twenty-First Session Norden, Pt. V (The Cretaceous-Tertiary Boundary), 170—180, Copenhagen. — [25] Pietsch K. (1956): Abriss der Geologie von Sachsen. — 2. Aufl. Berlin. — [26] Roth Z. (1957): L'état actuel de nos connaissances de l'édifice de la zone du Flysch des Carpates Tchécoslowaques. — Congresso geol. internacional, XX^a Sésión (sec. V), 1, 253—265. Mexico. —

[27] Roth Z. (1960): Vztah sedimentačního prostoru flyšového pásma v sz. části čs. Karpat k Českému masivu. — Věst. ústř. Úst. geol. 35, 383—386. Praha. — [28] Roth Z. (1961a): Paleogeographical faetures of the western part of Czechoslovak Flysch Zone of the Carpathians from the point of wiew of the relations of the Carpathians to the Bohemian Massif. — Geol. práce, Zprávy 21, 181—193, Bratislava. — [29] Roth Z. (1961b): Structure and geological position of Moravo-Silesian Beskids (ČSSR). — Geol. práce, Zošit 60, 65—85, Bratislava. — [30] Roth Z. (1962a): Zu Problemen des Flyschgebietes in den tschechoslowakischen Karpaten. — Geol. práce, Zošit 63, 5—13. Bratislava. — [31] Roth Z. (1963): Strukturbeziehungen des Sedimentations-Gebietes der Flyschzone von Westkarpaten zum Karpatenvorland und zu den Zentralkarpaten. — Geol. práce, Zprávy 28, 5—22, Bratislava. — [32] Roth Z. (1965): Die Tektonik des Westabschnitts der Äusseren Karpaten in der ČSSR. — In press. — [33] Roth Z. & cons. (1962a): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 (M-33-XXIV) Olomouc. — Geofond, Praha, p. 9—221. — [34] Roth Z. & cons. (1962b): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 (M-34-XIX) Ostrava. — Geofond, Praha, p. 278. — [35] Roth Z. — Hanzlíková E. — Cicha I. (1963): Ein Profil der Kreide u. Paläogen-Schichten von Tiefbohrungen (NP 298, 299 u. 300) zwischen den Gemeinden Mniší und Lichnov, nördlich bis nordwestlich von Frenštát n. d. Radhošt. — Čas. Mineral. Geol. 8, 49—60. Praha. — [36] Stille H. (1953): Der geotektonische Werdegang der Karpathen. — Beihefte. Geol. Jb. 8, Hannover. — [37] Strachov N. M. (1962): Osnovy teorii litogeneza. Tom. I: Zakonomernosti sostava i rozmeščenija aridnych otloženij. — Akad. Nauk SSSR, Geol. Inst. 3, p. 550, Moskva. — [38] Strachov N. M. (1962): Osnovy teorii litogeneza. Tom I: Typylitogeneza i ich razmeščenije na poverchnosti zemlji. — Akad. Nauk SSSR, Geol. Inst. 1, p. 212, Moskva. — [39] Stráník Z. (1963): Geologie Čerchovského pohoří a záp. části Ondavské vrchoviny. — SGV — Západné Karpaty, zväzok 3; Bratislava. — [40] Stráník Z. — Eliáš M. (1963): Vyhodnocení jury z vrtů ČND Hodonín, Novosedly 1, Hrušovany 1. — Manuscript; Geofond, Praha. — [41] Stráník Z. — Roth Z. (1959): Note préliminaire sûr les recherches géologiques dans le Čerhovské pohorie et dans l'Ouest de la partie de Bardejov d' l'Ondavská vrchovina. — Zprávy geol. výzk. 1958, 152—155, Praha. — [42] Šatskij N. S. (1946): Osnovnyje čerty strojenia i razvitija Vostočnoevropskoj platformy. Sr. tekt. platform. Statja 1. — Izvestija Akad. Nauk SSSR, ser. geol. 1, 5—62. Moskva. — [43] Termier H. & G. (1960): Atlas de Paléogéographie. — Paris, p 97, 36 tab.

MICHAL MAHEĽ

EINIGE GRUNDMERKMALE DES ALPIN-KARPATISCHEN SYSTEMS UND DIE BESONDERHEITEN DER WESTKARPATEN

Die Westkarpaten sind ein Bestandteil des nördlichen Zweiges des alpinen Systems, dessen alpin-karpatischen Komplexes. Ihre Entwicklung und Bau tragen zwar auch manche Grundmerkmale dieses Systems, aber weisen auch manche Besonderheiten auf, die sie zu einen selbständigen eigenartigen Segment machen.

In diesem Artikel wollen wir versuchen einige dieser gemeinsamen Grundmerkmale behandeln und dabei zeigen, wie sie sich in diesem westkarpatischen Segment geltend machen, bzw. woran die Eigenartigkeit dieses Gebirgskomplexes beruht. Zu den gemeinsamen Grundmerkmalen gehört: 1. die bunte morphologische Gliederung, 2. der ausgeprägt zonare Aufbau, 3. reiche Buntheit und Veränderlichkeit der Fazien in ihrer vertikalen und horizontalen Verteilung, 4. der bunte tektonische Bau, kompliziert durch (a) Decken, (b) verschiedene tektonische Stile und (c) durch jüngere Strukturen, die sich im Laufe zweier Faltungsperioden (in der Kreide-Zeit und im Neogen) gebildet haben.

1. Wie jedes junge geologische System, ist auch das alpin-karpatische System geomorphologisch stark gegliedert, mit Gebirgen und Hochgebirgen, die morphologisch mit den Ebenen (situiert meistens auf der Innenseite und im Vorland), mit Kesseln und Depressionen inmitten einzelner Gebirge scharf kontrastieren. Bei der Verteilung der morphotektonischen Grundzonen ist dabei die *zonare Gliederung* offensichtlich.

Das morphotektonische Bild ist Ergebnis der neogenen Faltungsperiode; manche Gebirge haben sich erst im jüngsten Neogen ausgebildet. Jedes der einzelnen Segmente des alpin-karpatischen Systems weist gewisse morphotektonische Besonderheiten auf.

Zu solcher Eingenartigkeit der Westkarpaten gehört neben einer ziemlich

grossen räumlichen Ausdehnung der Ebenen (auf der Innenseite) und der jungvulkanischen Gebirge auch morphologische und morphotektonische Zergliederung ihres wesentlichen Raumes — *der Kerngebirgszone.* Insgesamt elf Kristallin-Kerne (gebaut überwiegend durch praekambrische Serien und altherzynische granitoide Gesteine) ragen inmitten der mesozoischen, paläogenen, event. auch neogenen Komplexe empor. Daraus sieht man, dass das Kristallin keine einheitliche zusammenhängende mächtige Zone bildet, wie es dem zum Beispiel im Falle der inneralpinen Zone ist. Von solcher Zone könnte man vielleicht im südlicheren Teil der Zentralkarpaten, dessen westlicher Vorläufer sich unterhalb der jungneogenen vulkanischen Decken des Slowakischen Mittelgebirges und der neogenen (hauptsächlich mächtigen Pannon) Schichten befindet, sprechen.

Die Zergliederung der Kerngebirgszonen studierte bereits D. S t u r (1860); vom morphologischen Standpunkt aus hob sie in den letzten Jahrzehnten besonders J. H r o m á d k a (1929) hervor. Auf Grund der bunten Entwicklung der Hüllenserien mit ihrer Eigenartigkeit praktisch in jedem Kerngebirge gelangten wir zur Ansicht, dass *die Kerngebirgszone als ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten zu betrachten ist* (M. M a h e l 1957).

Die Ursache der Zergliederung der Kerngebirgszone mit ihren morphologischen Folgen ist in der Tätigkeit der jungen längs- und quergerichteten Brüche zu suchen, entlang welcher es besonders nach der Torton-Zeit zur Hebung einzelner Horste (Megaantiklinalen) in den Gebirgen kam. Die Tatsache, dass viele dieser Brüche Blöcke mit verschiedenem Bau, mit unterschiedlichen autochthonen mesozoischen Serien und verschiedenen gleichartigen Fazien voneinander trennen, spricht für eine alte, vormesozoische Bildung mancher von ihnen. Auch sedimentologische und paläogeographische Ergebnisse deuten auf sekuläre Hebungen einiger Schollen, welche auch während der geosynklinalen mesozoischen Sedimentation deutlich tätig waren. Die morphotektonische Zergliederung der Kerngebirgszone hat ihre Ursachen offensichtlich bereits in der älteren, teilweise vorgeosynklinalen Zerstückelung dieser Zone.

Es wurde nachgewiesen, dass einige Querbrüche im westlichen Teil (NW—SE und dieser nahe verwandte Richtungen) als die Fortsetzung der Brüche aus dem Böhmischen Massiv zu betrachten sind. Analogisch kann man annehmen, dass einige N—S, bis NNW—SSE gerichtete Brüche in dem mittleren und östlichen Teil der Zentralkarpaten eine Verlängerung der Brüche aus der Podolie-Tafel bilden. Die Häufigkeit solcher tief eingelegten Querbrüche hängt offensichtlich mit der Situierung der westkarpatischen Geosynklinale, mit ihrer Ausbildung zwischen einigen älteren Kratogänen zusammen. Dabei spielte auch ihre relativ geringe Breite gewisse Rolle.

2. Die Ausfaltung und Ausbildung des alpin-karpatischen Gebirgssystems aus der Geosynklinale des alpinen Zyklus hatte zur Folge, dass ihre zutage getretenen Grundbauelemente vor allem Gesteine des Mesozoikum und Kaenozoikum (sog. geosynklinaler Grundkomplex M u r a t o v's 1953) sind. Mesozoische und paläogene Komplexe (meistens auf der Aussenseite verbreitet) bilden vor allem

Gebirge, Neogen, und im Innenteil auch Paläogen, füllen die Kessel und Ebenen aus. Durch intensive Faltungen und Hebungen, welche das ganze System durchgemacht hatte, gelangten auch ältere Gebilde (Paläozoikum und Praekambrium) vor allem im Innenteil zutage. Die räumliche Verteilung dieser gegenseitig durch ihr Alter, Zusammensetzung, den Bau und morphologische Ausbildung unterschiedlichen Komplexe bildet die Grundlage für den zonaren Bau des ganzen Systems. Natürlich, ist der Anteil einzelner Komplexe und deren gegenseitige räumliche Beziehung, bzw. Verteilung in den betreffenden Segmenten verschieden und hängt eben mit ihrer Eigenartigkeit zusammen.

So hängt der unterschiedliche Bau einzelner Zonen von der verschiedenen Mobilität des kristallinen Untergrundes der Geosynklinale, von der Versetzung der Geosynklinalachse im Laufe der Entwicklung der alpinen Geosynklinale nach Aussen und von der zeitlichen und räumlichen Wanderung der Faltungsphasen, ab. Die erstere Tatsache hat den unterschiedlichen Anteil der vormezozoischen Gebilde, bzw. ihrer unregelmässigen Verteilung quer durch die Geosynklinale zu Folge. Sie beeinflusst, natürlicherweise, auch die zonare Ausbildung, bzw. Entwicklung während der alpidischen Etappe. Die Versetzung der Geosynklinalachse verursachte die unterschiedliche Entwicklung und Mächtigkeit einzelner Fazies (im Mesozoikum und Kaenezoikum) und deren zonare Verteilung.

Vormesozoische Gesteine treten in den Westkarpaten lediglich in den Innenteilen (bekannt als Innenkarpaten) zutage. In der äusseren Zone (auch Flysch- oder Aussenkarpaten genannt) sind ältere (vormesozoische) Gesteine eigentlich nur aus den Konglomeratgeröllen bekannt; sogar das ältere (vortithonische) Mesozoikum tritt nur vereinzelt — zusammenhängend erst am Innenrande in einzelnen Klippen — zutage.

Wie man also sieht, stellen die Westkarpaten *einen zweiteiligen Gebirgskomplex* dar, welcher morphologisch und durch den Bau in zwei verschiedene Grundzonen geteilt ist. Jeder von diesen Komplexen bildet eine mächtige, morphotektonisch und genetisch selbständige Zone; sie sind voneinander durch eine *schmale Klippenzone* getrennt, an die sie tektonisch und genetisch geknüpft sind. Die Innenkarpaten bilden den Bestandteil der älteren mesozoischen Geosynklinale mit mächtig entwickelter Vorflysch-Sedimentation (Anfangsgeosynklinale im Sinne M. Muratov's, 1962), die in der Kreide-Zeit ausgefaltet wurde. Den Untergrund dieser Geosynklinale bildete das Kristallin des Slowakischen Massivs. Der Ablagerungsraum der Klippenzone stellte ein Randarchipel längs des pienninischen Lineament vor. Die äusseren, oder Flysch-Karpaten sind ein Bestandteil der jüngeren (sog. späteren M. Muratov's) Geosynklinale mit den Flysch-Schichten, die während der neogenen Phase gefaltet wurden. Die Klippenzone bildete überwiegend ihren inneren Rand. Der Untergrund der Aussenkarpaten ist aus Einheiten des Böhmischen Massivs in Westen, und dem Randteile der Podolie-Plattform in Osten gebaut.

Die Zweiteiligkeit der Westkarpaten, wie sie oben besprochen wurde, ist noch durch die schmale, morphologisch und durch ihren Bau bemerkenswerte

Klippenzone hervorgehoben welche man zu weiteren spezifischen Merkmalen der Westkarpaten zählen kann.

Vielleicht in keinem Segmente des alpin-karpatischen Systems kommt *die stadiale Versetzung der Geosynklinalachse* während ihrer Entwicklung in nördlicher Richtung ausdrucksvoller zum Vorschein als in den Westkarpaten. Als Folge dieses Prozesses ist die Verbreitung der älteren Schichten des alpidischen Zyklus überwiegend in den inneren, der jüngeren Schichtfolgen wiederum in den äusseren Zonen; die viel buntere und mächtigere Entwicklung der Trias (einbegriffen das Perm) ist in den südlichen Zonen, des Jura und der Unterkreide in den nördlichen Zonen der Innenkarpaten, des Paläogen in den Flyschkarpaten zu verzeichnen.

Durch ihre ausdrucksvolle Zweiteiligkeit unterscheiden sich die Westkarpaten von den benachbarten Ostalpen in Westen und von den Ostkarpaten in Osten.

In den Alpen spielt die Flyschzone im Vergleich mit der inneren Zone eine mehr untergeordnete Rolle; sie ist schmal und tektonisch von den Deckenstirnen der nördlichen Kalkalpen gedeckt. Ältere, Jura-Unterkreide-Klippen ragen inmitten des Flysches sporadisch in einigen unterbrochenen Streifen empor; es gibt da keine zusammenhängende Klippenzone.

In den Ostkarpaten baut die Flyschzone den wesentlichen Teil des Gebietes; sie ist viel breiter als in den Westkarpaten. Die vortertiären Gebilde sind in der zentralen (inneren) Zone überwiegend tief abgesunken und treten seltener zutage; ihr Bau ist auch viel einfacher. Die Beziehung zur Flyschzone und die Stellung der Klippenzone an einigen Stellen bleibt da vorläufig ungeklärt.

3. Für das alpin-karpatische System ist *grosse Mannigfaltigkeit* und *plötzliche sprungartige Veränderungen* besonders der mesozoischen Fazien sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung charakteristisch. Diese plötzliche Faziesveränderung ist einerseits durch die rasch veränderliche stadiale Entwicklung (mit verschiedener Sedimentation in jedem Entwicklugsstadium) bedingt. Während man in den älteren vormesozoischen Etappen je einen-zwei, höchstens drei Formationstypen (die den Entwicklungsstadien entsprechen) unterscheidet, in der alpinen Etappe kennt man bis neun solcher Stadien (M. M a h e l 1963), jedes mit eigenartigem Fazieskomplex, der sein eigenes paläogeographisches Bild mit entsprechendem tektonischen Puls trägt.

Man kann da von folgenden Stadien reden: 1. das untere detritische, 2. das karbonatische, 3. der faziellen Mannigfaltigkeit und der Kontraste; 4. das Frühstadium des Flysches; 5. das Gipfelstadium des Flysches; 6. das Spätstadium des Flysches; 7. die Frühmolasse, 8. die Spätmolasse, 9. das abschliessende, gebirgsbildende Stadium.

Infolge dessen treffen wir sowohl in den Westkarpaten, als auch in den Ostalpen, bzw. in den Südkarpaten die meisten dieser Fazien im wesentlichen mit gleicher vertikaler (stratigraphischer) Reichweite. Eben darin besteht die Ursache der oftmaligen (manchmal auch sehr schematischen) analogischen Anwendung der stratigraphischen Erkenntnisse aus den Alpen an den karpatische Raum.

Allerdings muss man betonen, dass so bunte vertikale Zergliederung in viele Entwicklungsstadien nicht in allen jungen Kettengebirgen Europas gültig ist. Jeder Zweig von diesem System besitzt eigene, nur für ihn charakteristische Abfolge der Entwicklungsstadien. So zum Beispiel im Krym-Kaukasischen geosynklinalen System (Grosskaukasus) sind Flyschformationen (und aspidische ?) bereits in der Obertrias bekannt (M u r a t o v 1962; C h a i n 1964). Dieses System

besitzt, trotzt manchen ähnlichen Fazien auch einen anderen, eigenen Bau, und andere Anzahl und stratigraphische Spannweite seiner Entwicklugsstadien.

Bezeichnend für das alpin-karpatische System ist auch seine grosse *horizontale Zergliederung* in längsgerichete geotektonische Zonen. Jede von ihnen hat eigenartige räumliche Lagerung mit einigen nur für sie charakteristischen Fazien; die Beziehungen zwischen einzelnen Fazien hängen vor allem von der sekundären Zergliederung ab. Infolge des ungleichmässigen und unterschiedlichen Einflusses einzelner tektonischer Phasen quer durch die Geosynklinale (was die Stärke und den zeitlichen Verlauf anbelangt), ist auch die stratigraphische Spannweite einzelner Fazien, bzw. Formationen sogar in den benachbarten geotektonischen Zonen verschieden. Einfacher könnte man sagen, dass in der betreffenden geotektonischen Zone jedem Stadium ein genetisch zusammenhängender Fazienkomplex, oder Formation entspricht. Manche Formationen sind in mehreren Segmenten des alpin-karpatischen Systems ähnlich, weil einige geotektonische Zonen aus benachbarten Segmenten miteinander verbunden sind, eine einheitliche paläogeographische und genetische Zone bildend. Das bedeutet, dass geotektonisch entfernte Zonen den gleichen oder ähnlichen paläogeographischen und geotektonischen Charakter haben können.

Das bedeutet allerdings nicht, dass die Gliederung längs des ganzen alpin-karpatischen Systems die gleiche war. In manchen Segmenten ist eine ungleichmässige Ausbildung, bzw. Ausdehnung einzelner Entwicklungsstadien zu beobachten. Kaum gibt es noch ein Segment, in dem alle oben erwähnten Entwicklungsstadien des alpinen Zyklus so reich vertreten wären, wie in den Westkarpaten. Neben der ausgeprägten horizontalen Zergliederung in geotektonische Zonen treffen wir da grosse fazielle Mannigfaltigkeit fast in allen Entwicklungsstadien.

Als Beispiel können wir da die Fazien des Perm bis Untertrias und des Jura bis Unterkreide nennen; die ersteren gehören dem germanischen, karpatischen und austroalpinen Typus, die letzteren dem Plattform-(Stramberger), und den Übergangs-(pienninischen) Typen an mit drei geosynklinalen Subtypen, und zwar: euxinischem, Kordillierenartigem und schliesslich dem Tiefsee-Subtypus.

Im Zusammenhang mit der horizontalen Zergliederung des alpin-karpatischen Systems sei da betont, dass einige geotektonischen Zonen für mehrere Segmente, andere wiederum nur für einen, bzw. zwei Segmente kennzeichnend sind. In den Westkarpaten sind bereits von den ersten Entwicklungsstadien der alpinen Etappe folgende geotektonische Zonen erkennbar: die Bükk-, die austroalpine und zentrokarpatische Zone (voneinander durch eine intrageantiklinale Schwelle getrennt), die pienninische, später auch noch die magurische, schlesische und die Ždánicer-subschlesische Zone. Die zentrokarpatische und überwiegend auch die magurische Zone ist nur auf den westkarpatischen Raum beschänkt. Infolge der ungleichen Zahl der geotektonischen Zonen in eizelnen Segmenten besitzt jedes System einen *eigenartigen Komplex von Fazien, bzw. Formationen;* solchen Komplex zum Beispiel bilden in den Westkarpaten einige Formationen der erwähnten zentrokarpatischen Zone *(Centrokarpaticum)*.

Die verschiedene primäre horizontale Zergliederung einzelner Segmente, d. h. die Verteilung in geotektonische Hauptzonen hat die unterschiedliche sekundäre Gliederung in den benachbarten Segmenten zu Folge. Abweichende sekundäre paläogeographische Faktoren (wie zum Beispiel Kordillieren, Flexuren, synsedimentäre Brüche und Störungen) und die unterschiedliche Breite (bzw. Ausdehnung) einzelner paläogeographischer Zonen und dadurch auch veschiedene Intensität dieser oder jener tektonischen Phase in einzelnen Räumen führt dann zur unterschiedlichen Entwicklung mancher Fazien, event. auch grösserer genetischer Einheiten, der Subformationen.

Durch das oben gesagte wollten wir erklären, warum im ganzen alpinen System so viele gemeinsamen Fazien, ja gar Formationen auftreten; andererseits waren wir auch bemüht auf die Ursachen der Eigenartigkeit einzelner Segmente dieses Systems hinzuweisen.

Die vielseitige Gliederung in geotektonische Zonen (höheren Ranges) wie auch die sekundäre Zergliederung und dabei geringe Breite der westkarpatischen Geosynklinale verursachten die reiche Faziesbuntheit (nicht nur was ihre Zahl, sondern auch ihre rasche laterale Abwechslung und Veränderung anbelangt) wie sie nur selten anderswo zu finden ist. Deshalb unterscheiden wir in den Westkarpaten eine ungewöhnlich *hohe Zahl von lithologisch-stratigraphischen Einheiten* (d. h. Serien). Jede tektonische Einheit bildet einen Komplex lithologisch-stratigraphischer Einheiten. Die meisten von ihnen sind nur von lokaler Bedeutung; sie spiegeln nur die paläogeographische Entwicklung der beschränkten Abschnitte ab. Nur einige von ihnen, hauptsächlich diejenigen, welche in den grösseren Vertiefungen (Depressionen) entstanden — zum Beispiel die Zliechov-Serie in der Krížna-Einheit, die pienninische in der Klippenzone, kann man in der betreffenden (tektonischen) Einheit längs des ganzen westkarpatischen Raumes verfolgen; über den Rahmen dieser Einheiten greifen sie in andere Segmente im allgemeinen nicht vor.

Die Beziehung der lithologisch-stratigraphischen Einheiten (Serien) zu den Formationen ist ziemlich kompliziert. In einigen Fällen bilden sie den Bestandteil einer ganzen Subformation (die Melaphyr-Serie), anderswo nur ihres räumlich beschränkten Teiles (die hochtatrische Serie), oder sind auch Bestandteile einiger nacheinander folgenden Formationen (die Zliechov-Serie).

4. Zu den charakteristischen Merkmalen des alpin-karpatischen Systems gehört sein *komplizierter tektonischer Aufbau* mit zahlreichen Decken (die auf die Aussenseite überschoben wurden) und verschiedenen Formen (Typen) des tektonischen Stils; die Kristallin-Zonen mit alpidischer Diaphthorese, die Strukturen mit der äusseren und auch inneren Vergenz und schliesslich auch die polymorphe Entwicklung einiger Zonen.

a) Die D e c k e n, als tektonische Einheiten des sog. oberen Baues sind überwiegend aus den Komplexen der alpinen Entwicklungsetappe gebaut. Das ältere

Kristallin nimmt an ihrem Bau nur in den mehr inneren (zentralen) Zonen teil. Die Decken sind also für die äusseren und die inneren Zonen bezeichnend. Ihr Umfang (bzw. Ausdehnung) ist nur auf dieses oder jenes Segment beschränkt; nur selten (zum Beispiel die schlesische Decke in den Karpaten) reichen sie auch über diesen Rahmen hinaus.

Die aus der Literatur oft bekannte Parallelisierung der Decken aus den benachbarten Segmenten (z. B. der Decken von den nördlichen Kalkalpen mit den sog. subtatrischen Decken in den Westkarpaten) stützt sich meistens darauf, dass sie in geotektonischen Zonen mit gleicher, oder ähnlicher räumlichen Position und Materialausfüllung entstanden. Heute wissen wir schon, dass die Decken trotz vielen gemeinsamen Merkmalen selbständige tektonische Einheiten bilden. Wir werden daher umsonst zum Beispiel die Fortsetzung der Choč- oder der Besník-Decke in den Ostalpen suchen. Sie unterscheiden sich von den Decken der nördlichen Kalkalpen durch ihre räumliche Verteilung, durch ihren Innenbau und vor allem durch einen anderen Charakter der Beziehung zu den benachbarten Einheiten.

Genetische Beziehungen einzelner Decken zu den geotektonischen Zonen sind sehr kompliziert. Infolge der Faltung haben sich nämlich aus einer geotektonischen Zone gewöhnlich mehrere tektonische Einheiten (oft verschiedenen tektonischen Charakters: die deckenartige, paraautochthone und auch autochthone) gebildet. Ihre gegenseitigen Beziehungen stehen unter dem Einfluss besonders der sekundären Zergliederung der geotektonischen Zonen und widerspiegeln sich im verschiedenen tektonischen Charakter der neu entstandenen Einheiten, in ihrer unterschiedlichen Füllung (Verschiedenheit der lithologisch-stratigraphischen Serien).

Die zweiteilige Entwicklung und der Aufbau der Westkarpaten kommt auch dadurch zum Ausdruck, dass in keinem der alpin-karpatischen Segmente zwei so verschiedene (voneinander durch ihre räumliche Position, ihren Bau und Zeit der Entstehung so abweichende) Deckentypen vorkommen, wie eben in den Westkarpaten. In den äusseren Karpaten stellen die Decken im wesentlichen grössere Überschiebungen, ausgeprägte Scherdecken dar, die aus den Kreide- und Paläogen-Schichten an der Stirn und aus den untermiozänen, überwiegend flyschoiden oder Flysch-Schichten gebaut sind. Ihre Entstehung hängt mit neogenen Bewegungen, also mit der jüngeren orogenen Periode zusammen. Manche Erscheinungen deuten auf den gravitativen Ursprung wenigstens der Überschiebungen in jüngeren Stadien.

Die umfangreichen Decken in den inneren Karpaten (Innenkarpaten) haben im wesentlichen ihren Kontakt mit ihrer Wurzelzone verloren (die Choč-Decke, oder der westliche Teil der Besník-Decke). An ihrem Bau beteiligen sich überwiegend die mesozoischen Formationen, teilweise auch vormesozoische Gebilde. Die Beteiligung der letzteren an ihrem Bau und deren Beziehungen (wenn auch bisher nicht ganz geklärt) zu den Zonen des alpidisch diaphthorisierten Kristallin lassen auf ihre genetische Verbindung mit tieferen Prozessen schliessen.

Der Bau und die räumliche Ausdehnung der innerkarpatischen Decken ist

ein Ergebnis der kretazischen Faltungsperiode. Zum Unterschied gegenüber den der Ostalpen reichen die innerkarpatischen Deckenstirnen nie über den Konktakt mit der äusseren Zone. Eigenartig ist auch die strukturelle und genetische Verschiedenheit der innenkarpatischen Decken. Sie entstanden nicht aus einer, sondern aus zwei geotektonischen Zonen (die Ansicht über ihren Ursprung aus einer subtatrischen geosynklinalen Zone muss als überholt betrachtet werden). Darum ist auch der tektonische Stil und der Materialinhalt der innenkarpatischen Decken verschieden.

Die Choč-Decke bildet einen ausgeprägten umfangreichen Deckenkomplex; die Besník-Decke als eine mehr innere Einheit ist deckenartig mit viel kürzerer Überschiebungslänge in ihrem östlichen Teil gebaut. Die Wurzelzonen beider Decken werden mit dem nördlichen Teil der austroalpinen geotektonischen Zone in Verbindung gebracht, welche einen Bestandteil (Segment) der einheitlichen paläogeographischen Zone mit austroalpiner Entwicklung der Perm-Trias bildet (A. Tollmann 1963; Mahel 1963). Durch ihren Aufbau und lithologisch-stratigraphische Füllung sind die beiden Decken mit denen der nördlichen Kalkalpen analogisch. Was ihre gegenseitige Beziehung, und überhaupt die Beziehung aller Segmente dieses (alpin-karpatischen) Systems anbelangt, ist sehr interessant, dass als Bindeglied zwischen dem karpatischen und ostalpinen Teil dieser geotektonischen Zone (d. h. Zonen, aus welchen sich die erwähnten Decken herausgebildet haben) ein Segment, gebaut aus dem Mesozoikum des ungarischen Mittelgebirges, auftritt. Er vetritt zwar den gleichen paläogeographischen Typ des Mesozoikum, aber mit verschiedenem Bau, eines Quasikratons.

Unterhalb der Choč-Decke in den Westkarpaten breitet sich die *komplizierte Krížna-Einheit,* teils paraautochthonen, teils Deckencharakters aus, die paläogeographisch mit der autochthonen Hülleneiheit verbunden ist. In mancher Hinsicht ist sie als ein Spezifikum beim Aufbau der Westkarpaten zu betrachten.

Die Frage der Deckenwurzeln sowohl in den Zentralalpen, als auch in den Karpaten ist lebhaft diskutiert; im letzteren Gebirgskomplex ist sie desto komplizierter, als die beiden sog. subtatrischen Decken aus verschiedenen geotektonischen und Wurzelzonen stammen, welche voneinander durch eine nicht breite Schwelle (Intrageantiklinale) getrennt sind.

b) Obwohl der Deckenbau im alpin-karpatischen System von grosser Bedeutung ist, darf man ihn nicht für den einzigen in allen Zonen vertretenen tektonischen Stil halten. Der komplizierte tektonische Aufbau dieses Systems beruht vielmehr auf der *Verschiedenheit dieser Stile.* Bei mancher Einheit sind es die mechanischen Eigenschaften der Schichten, anderswo wiederum ihre räumliche Verteilung, welche den Charakter (Typus) des tektonischen Stils massgebend bestimmen.

Bunte Materialzusammensetzung führt in den tektonischen Einheiten zur Ausbildung verschiedener tektonischer Formen (was den Umfang und auch den Typus anbelangt). Man könnte sagen, dass grössere Formationen mit annähernd ähnlicher fazieller Füllung einen für die betreffenden tektonischen Einheiten charakteristischen tektonischen Stil aufweisen. Deshalb kann man von solchen

Formationengruppen mit recht als von *Tektoformationen* sprechen, da sie teils ähnliche räumliche Stellung und Zugehörigkeit zum bestimmten Entwicklungsstadium der Geosynklinale (und zwar durch ihre Fazies, deren Typ und gegenseitige Beziehung) widerspiegeln. Durch die mechanischen Eigenschaften und gegenseitige Beziehungen der ganzen Fazieskomplexe wird auch der Grad ihrer Faltbarkeit (bzw. der Beweglichkeit und Bewegbarkeit) in beträchtlichem Masse bestimmt.

Eines der schönsten Beispiele für die Verschiedenheit der tektonischen Stile von zwei genetisch unterschiedlichen Fazieskomplexen — und zwar in derselben tektonischen Einheit höheren Ranges — finden wir in der äusseren Zone der französischen Alpen, im sog. subalpinen Gebirge. Die „schwarze Serie" des Rhät bis Untermalms, begleitet an der Basis von einer dünneren Lage der Trias-Schichten bildet da eine selbständige Zone (Vokontinische Furche), die sich nicht nur morphologisch, sondern auch durch den Charakter und tektonischen Stil vom nördlicheren Vercors-Chartreuse-Massiv (gebaut aus rigiden Kalken des Obermalm bis Unterkreide; J. D e b e l m a s — M. L e m o i n e 1954) auffallend unterscheidet.

Auch die Differentiation, die seit langem in den tektonischen Einheiten hauptsächlich der Schweizer Alpen bekannt ist [und in der Regel verkörpert wird, dass die älteren Komplexe näher zu den Wurzelzonen, die jüngeren in den Stirnteilen verbreitet sind; H e i m 1921] hat ihre Ursachen hauptsächlich in der tektonischen Selektion, (hervorgerufen durch unterschiedliche physikalisch-mechanischen Eigenschaften einzelner Komplexe), wie auch in der Neigung subalterne (sekundäre) Zonen mit eigenartigem tektonischen Stil zu bilden.

Natürlicherweise ist die Zergliederung und Buntheit der tektonischen Formen bei jenen tektonischen Einheiten viel grösser, welche aus mehreren, mächtiger entwickelten Formationen gebaut sind. Und zu solchen gehören eben auch die tektonischen Einheiten der Innenkarpaten, deren tektonische Verschiedenheit noch durch ihre geringere Breite hervorgehoben wird. Oft treffen wir in einem kaum einige Km langen Querschnitt viele tektonische Stile ausgebildet.

Eigenen Stil mit Mikrofaltung und sekundärer Zonarität hat die Untertrias begleitet von Perm, in der Besník-Decke, und die Melaphyr-Serie in der Choč-Decke. Besonders ausdrucksvoll, sozusagen den tektonischen Charakter der ganzen Einheit „bestimmend", ist ein Stil der Falten mit grossem Krümmungsradius und der Schollen in den kalk-dolomitischen Komplexen der Mittel- und Obertrias in der Besník- und Choč-Decke.

Die Abhängigkeit des tektonischen Stils von faziellen Verhältnissen ist besonders bei jüngeren Gebilden (Jura-Unterkreide) in den tektonischen Einheiten der Innenkarpaten auffallend. Die drei faziell-genetischen Typen, oder drei in den Innenkarpaten ausgegliederten Subformationen, tragen eigentlich auch drei verschiedene tektonische Stile mit sich: den linsenförmigen bis schuppenartigen Stil bei Formationen mit Fazien vom Kordillierentypus, Faltenaufschiebungen bei den tieferen Fazien und schliesslich den monoklinalen Stil bei Serien mit euxinischen Fazien.

Den tektonischen Stil, der massgebend durch die Materialfüllung beeinflusst wird, kann man als *sekundär* betrachten; er trägt eigentlich zur grösseren Buntheit des primären tektonischen Stils (zum Beispiel der Decken) bei.

Einen bedeutenden Anteil am Bau des alpin-karpatischen Systems haben auch weitere primären tektonischen Stile, welche an Lineamente und an die alpidisch

metamorphierte Kristallinzonen gebunden sind. Von ersteren ist für die Westkarpaten der *Klippenstil typisch*, den die schmale Klippenzone, genetisch gebunden an das sog. pienninische Lineament, vetritt. Die tektonische Besonderheit dieser Zone ist einerseits durch die eigenartige Mobilität der schmalen Archipelzone während der Geosynklinalentwicklung und der Faltung gegeben. Sie bildete sich als eine Zone mit grosser Veränderlichkeit und kontrastvollen Fazien in horizontaler und vertikaler Richtung. Infolge der bunten Materialfüllung entstand beim starken Zusammendrücken während der Faltung eine Zone, welche stellenweise an eine „grosse tektonische Brekzie" erinnert.

Für die Zentralzone der Alpen und Karpaten sind Gebiete mit alpidischer Diaphthorese des Kristallin bezeichnend Das mit ihnen genetisch verbundene Mesozoikum trägt auch manchmal starke Einflüsse der Metamorphose mit Mikrofalten (häufig in den mehr plastischen Schichtfolgen); oft ist es inmitten des Kristallin eingekeilt und eingefaltet. Wir bezeichnen dies als *Tiefenstil*, der an die Zonen der starken thermodynamischen Einflüsse gebunden ist. In den Westkarpaten gehört dazu das Vepor-Kristallin, das man in der Vergangenheit für die Wurzelzone der zentralkarpatischen, sog. subtatrischen Decken hielt.

Die Decken und der tektonische Tiefenstil besitzen eine gemeinsame Orientation (oder Vergenz) nach Aussen. Die Bewegung von Innen nach Aussen äussert sich auch in der stadialen Versetzung der Geosynklinalachse. Offensichtlich kann man dies dem Einfluss der Tiefenvorgänge zuschreiben, welche sowohl die allgemeine Entwicklung, als auch plötzliche tektonische Unruhen (Faltungsperioden) der Geosynklinale hervorriefen.

c) Das alpin-karpatische System hat *einige Faltungsphasen* durchgemacht, die in gewisser Aufeinanderfolge im wesentlichen in zwei Hauptetappen verliefen: am Anfang der Flyschablagerung und später als diese durch die Molasse-Ablagerung ersetzt wurde (R. T r ü m p y 1960). Der Bau der Zentralzonen ist als Werk der älteren Phasen, der Bau von äusseren Zonen wiederum als Ergebnis der jüngeren Phasen zu betrachten.

Auch bei dieser Regel darf man zwei Abweichungen bei einzelnen Segmenten aus dem Auge nicht verlieren: die Stärke einzelner Faltungsphasen ist in einzelnen Segmenten in den Alpen und Karpaten ganz verschieden. In manchen weisen die inneren Zonen eine polymorphe Entwicklung mit zweierlei Strukturen auf: die einen entstanden während der älteren (vorflysch) Faltungsperiode, die anderen sind späteren Ursprungs.

Diese beiden Merkmale sind besonders in den Westkarpaten ausdrucksvoll. Die intensive Faltung während der Kreide-Zeit führte in den Innenzonen nicht nur zur Bildung der tektonischen Einheiten mit bunten tektonischen Stilen (besonders während der älteren Phasen — der austrischen und subherzynischen; M a h e l 1955), sondern auch zur Entstehung von Struktureinheiten, die meistens längs des ganzen Segmentes verlaufen — Antiklinorien und Synklinorien (das Štít-

nik-Synklinorium, das Volovec—Vepor-Antiklinorium, das Hnilec-Synklinorium, weiter noch das Nordvepor-Antiklinorium, Gran-Synklinorium, die komplizierte polystrukturelle Tatra-Fatra-Zone, das den Klippen anliegende Antiklinorium). Darum konnte zum Beispiel die Choč-Decke, welche während der älteren Phasen (hauptsächlich der subherzynischen) entstand und nach Norden überschoben wurde, in späteren Phasen zusammen mit ihrem Untergrund gefaltet und somit viel-mehr „autochthonisiert" werden. Dadurch hat sich der Bau von Innenkarpaten natürlich stark kompliziert.

Zu dieser vielseitigen tektonischen Buntheit der Innenzonen von Westkarpaten hat auch *verschiedene Divergenz* der Strukturen, d. h. die Unstimmigkeit in der Richtung der alpinotypen Kreide-Strukturen einerseits und der mediotypen „aufgelegten" Neogen-Strukturen andererseits beigetragen. Interessanterweise ist diese Divergenz in den „Randgebirgen", d. h. in den Kleinen Karpaten in Westen und in der Niederen Tatra in Osten am markantesten. Die Ursachen dafür sind vielleicht darin zu suchen, dass während der Faltung in der Kreide-Zeit sich die westkarpatische Geosynklinale (die an beiden Enden schmäler wurde) viel selbständiger (autonom) entwickelt hatte. Die tektonisch viel-mehr konsolidierte Zentralzone hat sich während der neogenen Faltung auch der Richtung der grösseren Einheit des alpin-karpatischen Systems (auch ihren Teilstrukturen — Brachysynklinalen und Brachyantiklinalen) angepasst.

Infolge dieser Divergenz der Strukturen in der karpatischen Innenzone decken sich die Grenzen der morphotektonischen Grundzonen (ausgebildet unter dem Einfluss der letzten, d. h. neogenen Faltungsphase) überhaupt nicht mit den Grenzen der Struktureinheiten, welche während der Faltung in der Kreide-Zeit entstanden (d. h. mit den genetischen Haupteinheiten der karpatischen Zentralzone).

Zusammenfassung

Zum Schluss dieser Arbeit über die gemeinsamen Merkmale im Rahmen des alpin-karpatischen Systems einerseits und über die spezifischen, eigenartigen Merkmale der Westkarpaten andererseits kann man unsere Erwägungen folgend zusammenfassen:

1. Das alpin-karpatische System, wie jedes junge Gebirgssystem ist *morphologisch sehr kontrastvoll und stark gegliedert,* mit ausgeprägten morphologischen Zonen, die während der jüngsten Orogene entstanden. Jedes der Segmente dieses Systems hat seine eigenen morphotektonischen Besonderheiten. In den Westkarpaten ist es die *reich gegliederte Kerngebirgszone* mit elf Kerngebirgen, die aus vormesozoischen und mesozoischen Gesteinen gebaut sind, wie auch Depressionen und Kessel inmitten der Gebirge, die durch paläogene und neogene Schichten ausgefüllt sind. Eine besonders wichtige Rolle bei der Ausbildung dieser Zone spielten die früher (tief) angelegten Brüche. Zu den Besonderheiten des west-

karpatischen Raumes kann man auch einen ziemlich *grossen Umfang der Ebenen* und *der jungvulkanischen Gebirge* auf der Innenseite der Gebirgskette zählen.

2. Die *Einteilung in einige Grundzonen mit unterschiedlichem morphologischem Charakter, Bau und Entwicklung* ist für die Alpen und Karpaten bezeichnend, und durch die räumliche Verteilung der voneinander faziell, altersmässig und durch ihren tektonischen Stil unterschiedlichen Formationen bedingt. In Richtung nach Aussen nimmt der Anteil von jüngeren Formationen immer mehr zu. Jedes der Segmente in diesem ganzen System hat eigene Verteilung der Formationen und teilweise auch abweichende Füllung dieser und eigenartige Merkmale der Zonarität aufzuweisen.

In den Westkarpaten ist die *zweiteilige Entwicklung* des Gebirgsmassivs offenbar: *Innenkarpaten* auf der Innenseite, und die äusseren, oder *Flyschkarpaten* auf der Aussenseite. Beide werden in einige sekundäre Zonen untergliedert; jede von ihnen vertritt einen anderen geosynklinalen Typ, da sie auf verschiedenem kristallinen Untergrund, in verschiedener Zeit, mit verschiedenem Inhalt der Formationen entstanden. Sie werden voneinander durch eine *schmale Klippenzone* getrennt, die sie auch miteinander verbindet. Die Klippenzone stellt mit ihrer morphologischen und tektonischen Ausbildung wie auch mit Rücksicht auf die Rolle, die sie während der Geosynklinalentwicklung gespielt hatte, ein weiteres Spezifikum der Westkarpaten vor.

3. Das alpin-karpatische System ist durch *grosse Mannigfaltigkeit der Fazien und deren sprungartige Veränderungen* in vertikaler und horizontaler Richtung ausgezeichnet. Ihre Vertikalreihenfolge ist durch stadiale Entwicklung mit eigenen paläogeographischen Verhältnissen in jedem Stadium des alpinen Zyklus bedingt. Wir unterscheiden folgende Stadien: 1. das untere detritische, 2. das karbonatische, 3. Stadium der faziellen Mannigfaltigkeit und Kontraste, 4. das Frühstadium, 5. das Gipfelstadium und 6. das Spätstadium des Flysches; 7. die ältere Molasse, 8. die jüngere Molasse, 9. das posttektonische (gebirgsbildende) Stadium. Durch die *Zahl und Dauer* einzelner Stadien unterscheidet sich das alpin-karpatische System von den übrigen jüngeren Systemen (Dinariden, Kaukasus). Alpen und Karpaten sind horizontal in ausgeprägte geotektonische Zonen (die als Bestandteil der paläogeographischen Zonen sind) gegliedert. In jeder dieser Zonen entspricht jedem Stadium ein genetischer Fazienkomplex, eine Formation. Aber nich alle Entwicklungsstadien kommen gleich stark in eizelnen Segmenten zur Geltung (so z. B. die unteren detritischen und karbonatischen Fazien sind in den südlichen Karpaten nur rudimentär entwickelt; in den westlichen Karpaten bilden sie das Skelett der tektonischen Einheiten in der Innenzone). Auch die Anzahl der geotektonischen Zonen ändert sich im Verlaufe des alpin-karpatischen Systems. Deshalb besitzt jedes Segment auch eigene charakteristische Formationen, event. Formationen mit besonderen Fazien.

In den Westkarpaten sind besonders die älteren Formationen mit allen ihren

paläogeographischen Grundtypen stark entwickelt; teilweise gilt das auch für die Flysch- und Molasse-Formation. Als Ergebnis der starken Zergliederung der Westkarpaten ist die Buntheit der Fazien, grosse Anzahl von lithologisch-stratigraphischen Einheiten — Serien. In der Vorflysch-Zeit kommen die geotektonischen Zonen stark zur Geltung: die Bükk-Zone, die austroalpine Zone, eine schmale intrageantiklinale Struženík-Schwelle, die zentrokarpatische Zone und die pienninische Zone. Die erste kann man als Analogon der südalpinen Zone betrachten, die zweite ist ein Bestandteil der ostalpin-westkarpatischen Zone, die dritte bildet die Eigenartigkeit der Westkarpaten, ebenso wie die vierte. Die sekundären geotektonischen Subzonen wurden im Laufe der Faltungsprozesse in tektonische Einheiten umgewandelt; so z. B. aus der austroalpinen geotektonischen Zone haben sich drei solche Einheiten gebildet: die Drienovec-Einheit, die Besník- und die Choč-Decke, aus der zentrokarpatischen Zone wurden die Krížna- und die Hülleneinheit geschaffen.

4. Zu den charakteristischesten Merkmalen des alpin-karpatischen Systems gehört der *komplizierte Deckenbau,* mit bunten und zahlreichen tektonischen Stilen und mit polymorpher Entwicklung mancher Teile. Die meisten Decken reichen nicht über die Grenzen eines Segmentes (besonders die Decken der zentralen Zone). Ihre Vergenz ist nach Aussen gerichtet.

Die paraautochthonen, autochthonen und die Deckeneinheiten sind in verschiedenen (sekundären) tektonischen Stilen ausgebildet, die von mechanischen Eigenschaften der sie bauenden Formationen abhängen.

Zu den bedeutenderen primären tektonischen Stilen im alpinen System gehören (neben den Decken) auch diejenigen, welche sich auf den Lineamenten und in den alpidisch metamorphierten Kristallinzonen gebildet haben: der *klippenförmige, brekzienförmige* und der *Tiefenstil* (u. ä.). Der Bau des alpin-karpatischen Systems hat sich während der Faltungsprozesse in der Kreide-Zeit und im Neogen ausgebildet, und zwar in den inneren Zonen früher als in den äusseren. In jedem Segmente sind die Äusserungen einzelner Faltungsphasen verschieden, eigenartig.

Der komplizierte Bau einiger Zonen (besonders der inneren Zonen) ist auch durch die polymorphe Entwicklung, durch die in den Vorflysch- und Nachflysch-Phasen ausgebildeten tektonischen Formen bedingt.

In den Westkarpaten unterscheiden wir *zwei Deckentypen,* die sich voneinander durch ihre räumliche Verteilung, ihren Bau und Zeit ihrer Bildung unterscheiden. Die Decken in den inneren Zonen (die Besník-, die Choč- und teilweise auch die Krížna-Decke) ragen nie mit ihren Stirnen über den Nordrand der Innenkarpaten empor; sie entstanden während der austrischen und subherzynischen Faltungsphase. An ihrem Bau nehmen überwiegend die älteren Formationen der alpinen Entwicklungsetappe, teilweise auch vormesozoische Gebilde teil. Die Decken der äusseren karpatischen Zone sind im wesentlichen durch die Flysch-, teilweise auch durch molassoide Formationen gebaut; sie bilden meistens viel

umfangreichere Überschiebungen, zu welchen es während der savischen und steirischen Phase kam. Durch die Zusammensetzung der bunten Formationen und den Anteil mehrerer Formationen am Bau einer tektonischen Einheit ist die Verschiedenheit der sekundären tektonischen Stile bedingt. Besonders verschiedenartig in dieser Hinsicht sind Formationen, die im Stadium der faziell bunten und kontrastvollen Ablagerung (Jura-Unterkreide) entstanden, mit linsenförmigem Stil (bei Subformationen der Kordillieren), mit Faltenaufschiebungen (bei Subformationen des Depression-Types) und mit monoklinalem Stil bei Subformationen euxinischen Types.

An das Lineament ist in den Westkarpaten der *Klippenstil* gebunden, vertreten durch die archipelförmige, mobile Klippenzone mit dem bis „brekzienförmigen" tektonischen Stil. Der *Tiefenstil* ist im Vepor-Kristallin bekannt, das ein paläogeographisches Schwellengebiet zwischen zwei geotektonischen Zonen — der austroalpinen und der zentrokarpatischen Zone — bildet. In den karpatischen Zentralzonen ist der Polymorphismus dadurch hervorgehoben, dass die Faltung in der Kreide-Zeit nicht nur zur Bildung tektonischer Einheiten (in der austrischen und subherzynischen Phase), sondern auch der Antiklinorien und Synklinorien regionalen Ausmasses (auch noch in der laramischen Phase) führte. Die darauflagernden Strukturen mediotypen Charakters — die Megaantiklinalen und Megasynklinalen-, welche während der neogenen Faltung entstanden, weisen eine Unstimmigkeit mit der Richtung der Kreide-Schichten auf, sie bilden eine Divergenz.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

SCHRIFTTUM

[1] Buday — Kodym — Matějka — Máška — Svoboda — Zoubek, 1961: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha 1961. — [2] Debelmas J. — Lemoine M., 1964: La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaine alpina d'apres les travaux récents. L'Information Scientifique, n° 1. Paris. — [3] Fusán O. — Snopko L., 1963: Bauelemente der Gemeriden. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [4] Heim A., 1921: Geologie der Schweiz. Leipzig. — [5] Hromádka J., 1929: Morfologický vývoj Slovenska. Čsl. vlastivěda — Příroda, Praha. — [6] Chain V. E., 1964: Položenije Kavkaza v alpijskom geosynklinalnom pojase Evrazii i jego otnošenije k smeznym skladčatym sooruženijam. Vestnik moskovskogo universiteta N° 4, Moskva. — [7] Matějka M., 1955: Erwägungen über den Deckenbau der Westkarpathen. Geologické práce, Zprávy 3, Bratislava. — [8] Matějka M., 1957: Die Kerngebirge, ein spezifisches Merkmal der Westkarpaten. Geologický sborník VIII/1, Bratislava. — [9] Matějka M., 1960: Neue Gliederung und erdgeschichtliche Entwickelung des zentralkarpatischen Mesozoikums. Annales instituti geologici publici Hungarici vol. XLIX/1, Budapest. — [10] Matějka M., 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overturns in Central Carpathian mesozoic. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [11] Matějka M., 1963: Folding phases and formations of the West Carpathian mesozoic. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [12] Matějka M.,

1963: Charakteristische Züge der Westkarpaten-Geosynklinale und die Beziehung einiger ihrer Einheiten zu solchen der Ostalpen. Jahrbuch geol. B. A. Bd. 106, Wien. — [13] Matějka A. — Andrusov D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Knihovna SGÚ 13A, Praha. — [14] Muratov M. V., 1962: Osnovnyje typy geosynklinalnych progibov v alpijskoj skladčatoj oblasti. Doklady AN SSSR, Moskva. — [15] Muratov M. V., 1962: Istorija tektoničeskogo rozvitija alpijskoj skladčatoj oblasti jugovostočnoj Evropy i Maloj Azii. Izvestija AN SSSR, Moskva. — [16] Muratov M. V., 1963: Strukturnyje kompleksy i etapy razvitija geosinklinalnych skladčatych oblastej. Izvestija AN SSSR, Moskva. — [17] Štúr D., 1860: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt XVIII, Wien. — [18] Tollmann A., 1963: Ostalpensynthese. Wien. — [19] Trümpy R., 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bulletin of the Geological Society of America, vol. 71. — [20] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig. — [21] Zoubek V., 1937: Le cristallin des Carpathes tchecoslovaques. Bull. Soc. géol. de France, Paris.

MICHAL MAHEĽ

MORPHOTOTECTONIC AND STRUCTURAL-TECTONIC DIVISION OF WEST CARPATHIANS

Aim of the article is to discuss types and schemes of both morphotectonic and structural — tectonic divisions of West Carpathians or the distinguishing criteria. Remarkable zoning of West Carpathian structure was recognized already by ancient geologists studying the mountain system for the first time (S t a s z i c 1812; B e u d a n t 1822; P u s c h 1831; Z e j s z n e r 1844) and later this feature was expressed also in the division into several belts 1. Sandstone Zone, 2. Interior Zone, a. Klippen Zone, b. Core Mountains, c. Interior Belt, 3. Volcanic Mountains (H a u e r 1869; U h l i g 1903).

Following investigations proved further the extremely complicated structure of Carpathians, polymorphism and divergence of structures resulting in various subsequent divisions of West Carpathians based upon different criteria.

Geomorphologists recognized five belts basing upon morphology — or younger tectonics (Hromádka 1928): 1. Flysch belt, 2. Belt of core mountains, 3. Slovakian ore mountains, 4. Belt of volcanic mountains, 5. Lowland territories. Klippen belt was not considered as an independent morphologic unit of higher order. Geologists favouring above all the principles of evolution or structural aspects (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931) considered also the Klippen Belt as an independent unit dividing further the Central Carpathians mainly according to nature of crystalline cores into *Tatridy, Granidy* (later Veporidy) and *Gemeridy units*. The authors however considered a direct evolution from the paleogeographic zone through series to tectonic unit. These zones represented simultaneously three paleogeographic belts although with different types of Mesozoic and different tectonic alpine deformation. Under the Tatridy term considered is the crystalline of majority of core mountains slightly effected by Neoid processes as well as autochtonous and parautochtonous Mesozoic mantle. Veporidy (Granidy) comprise crystalline strongly effected by retrogressive metamorphism

(Ľubietová, Kraklová, Kráľová hoľa and Kohút zones) with their suggested Mesozoic mantle of Subtatric nappes (Krížna, Choč, Strážov and higher nappes) overthrusted on the Tatridy Belt. Mesozoic involuted in the center of Veporidy crystalline has been considered as nappe root zones. Veporidy diaphtoresis has been explained due to great lateral compression of root zones area (Zoubek 1930, 1937) as one of the proofs for sedimentary mantle Mesozoic overthrust movements. Gemeridy were supposed to form an extensive nappe composed of one more or less single type of Mesozoic piled up at the nappe front and in its southern part while the frame of nappe was seen in heavy masses of Spišsko — Gemerské rudohorie Mts. Paleozoic.

Emphasise on the degree *of crystalline deformation* importance the structure of West Carpathians, the genetic relations among crystalline types and various Mesozoic units as well as discovery of distinct features of Klippen Belt development must be regarded as important steps toward the deeper knowledge of Carpathian system. Today however such a division is being slowly abandoned (together with long used terms) since the above discussed relations proved to be invalid. By proving of a specific mantle Mesozoic of Dobšiná lithologic — stratigraphic unit (Foederata) in zones of Kohút and Kráľová hoľa wipes out the existence of Choč and Strážov nappes from Veporidy belt changing simultaneously also the term contents and meaning. Of either importance is further the proof of close genetic relations between Krížna and Mantle units (Maheľ 1959) as well as between Choč and Gemeridy units (Maheľ 1959; Andrusov 1960; Tollman 1959). These recent discoveries crumpled the assumption on subtatric (Veporidy) syncline as sedimentation area of the above nappes. Nevertheless the frame of term Gemeridy this way widens comprising the nappe of Choč as well as Tatridy including the Krížna unit (at least part of it). New discoveries changed not only the assumptions on paleogeographic development and differentiation of West Carpathian geosyncline during Mesozoic but also exact frame and meaning of such terms as paleogeographic zone, tectonic unit, lithological — stratigraphical unit leading in recent years to the differentiation of regional structures from tectonic units formed during the same folding. All these facts resulted in a new basis for differentiation.

To certain extent upon a new basis carried out the division of West Carpathians M. Máška — V. Zoubek (1960) mostly with respect to tectonic rejuvenation of crystalline and facial character of Permian and partially Carboniferous. Neoid structures were also considered chiefly by distinguishing of more southern belts. Klippen Belt was included in Central Carpathians differentiated in following units: (a) Klippen anticlinorium, (b) Fatra — Tatry meganticlinorium, (c) Hron synclinorium, (d) Vepor anticlinorium, (e) Anticlinorium of Spiš — Gemer, (f) South Slovakian — North Hungarian synclinorium. Advantage of this division must be seen in the effort to present a differentiation considering the aspects of tectonics, evolution, and to certain extent also morphotectonics. An important step is mainly the separation of Hron synclinorium as first order structure.

A correct choice of criteria for the division of a mountain system must be based upon principal features of the system as a whole and also of its particular members so as they were gradually formed. For West Carpathian system as a whole such characteristic feature is *its twin form genetic and morphologic* — the division into Interior Carpathians (or Central) and Outer Carpathians. To this main feature genetically related is the polymorphism and divergence of structures — the features for Central Carpathian structure so remarkable and thus for differentiation very important. From genetic standpoint the Central Carpathians represent an ancient geosyncline (Permo — Lower Cretaceous) originated on an ancient substratum called Slovakian Massif. Main feautures of the structure are due to Cretaceous folding with at least two or three intense orogenic phases. During the older — Subhercynian phase (southern belts were effected also by Austrian phase) were formed the Manín, Mantle, Krížna, Choč, Besník, Drienovec tectonic units. In the later — Laramian tectonic phase received their finalform. The tectonic structures of general importance in Carpathians such as Sub-Klippen anticlinorium, complex polystructural Fatra-Tatry region, Hron synclinorium, North Veporidy anticlinorium, Hnilec syncline (or synclinorium), Kohút—Volovec anticlinorium and Štítnik synclinorium. Tertiary evolution is characterized by late flysch formations and mainly molasse formations. The whole belt of Interior (Central) Carpathians has been folded in the Upper Neogene period (Mediotype folding). The orientation of structures (with great radius) meganticlines and megasynclines is mostly discordant to the strike of Cretaceous structures — anticlinoria and synclinoria. A more remarkable conformity appears mainly in marginal (northern and southern) zones of Interior Carpathians. Furthermore the younger folding in northern belts has shown the tendency to crumbling while in the southern to compaction of older structures.

Two types of structures formed by alpine folding in two folding periods give the basis for two kinds of division.

For the completion of development must be added that to remarkable features of Interior Carpathian Belt belong the extensive subsequent volcanicity and intense fault tectonic along the outer periphery leading to formation of specific morphotectonic units — volcanic mountains and lowlands. Both younge morphotectonic units represent a connection of the interior part of Carpathian system with adjacent Hungarian Central Massif. They are resting not only upon Cretaceous structures but also younger of Neogene age. The units were formed only in the latest development stage (mainly Sarmatian — Pliocene) in a period of strong uplift of West Carpathian mountain system.

More direct and less complicated was the development of *Outer Carpathian Belt*. The belt originated from a younger geosyncline formed upon manyform ancient crystalline basement in foreland of folded interior Belt. The effect of Cretaceous folding was reflected only in character of sedimentation. The folding occured in younger period mainly of Savian and Steyrean orogenic phases. In the Flysch Belt foreland was formed the genetically related belt of pheripheral

molasse of frontal foredeep connecting the West Carpathian system with ancient platforms. Less complicated development is reflected also in much more simple differentiation of Outer Carpathians.

Genetic relations between Flysch Belt and Central Carpathians is emphasized beside the Central Carpathian Flysch also by *narrow Klippen Belt* composed in majority of Jurrasic and Lower Cretaceous members of various series exposed above the Upper Cretaceous and Paleogene flysch sequences. Klippen Belt development was expressively polymorphic and related to Pienidy lineament. In the fore-flysch period mainly during Jurassic and Lower Cretaceous the Klippen Belt represented external, articulated, marginal archipelago zone of Carpathian geosyncline. Effects of Cretaceous folding were wiped off by subsequent younger phases. After Laramian folding the Klippen Belt territory was embodied in geosynclinal system of Outer Carpathians. Klippen Belt became part of the interior marginal zone of Flysch geosyncline and as tectonic structure of higher order was formed during Savian orogenic phase.

Different chief criteria of abovementioned schemes are well reflected in the classification of Klippen Belt. Geomorphologists usually do not consider Klippen Belt as independent because it does not form separate mountain range and its segments are only parts of several flysch mountain ranges. Such a viewpoint however is not objective and cannot be regarded as morphotectonic. Klippen Belt appears as a narrow zone both morphologically and mainly tectonically individualized. In every case however its relation to Flysch Belt favours the inclusion in Outer and not Interior Carpathians

Due to polymorphic development the classification of units was not correct enough as seen in the case of Klippen Belt or in the inclusion of two genetically equivalent tectonic structures of Hron synclinorium and Hnilec syncline. Both as determined in recent years, extend along the whole lenght of West Carpathians. They were formed along important tectonic lines during the Cretaceous folding. Máška—Zoubek (1960) regarded the first one as structure of higher order whereas the second only as part of Spiš — Gemer anticlinorium.

Due to divergence of post Paleogene and Cretaceous structures they differ not only in size but also in orientation. So in a classification based upon post Paleogene tectonic forms and youngest Tertiary development i. e. classification morphotectonic the belt of Core Mountains for example includes whole Nízke Tatry and Branisko Mts. In tectonic classification based upon Cretaceous structures a part of these mountains is included in Hron synclinorium and more northern Fatro — Tatry Belt while the other part in North Vepor anticlinorium.

According to above described polymorphism and divergence of West Carpathian structures a clear definition of units, their age and position within the system is needed. It must be considered further that morphotectonic units do not always corespond to tectonic units. We must therefore distinguish morphotectonic classification based upon post Paleogene tectonic structures and their Tertiary development from classification structural — tectonic based upon units formed by Cretaceous folding.

Proposition for Morphotectonic Classification of West Carpathians

Our division resembles the geomorphological classification (Hromádka 1930) respecting in addition the evolution of last mostly Tertiary period. Nevertheless as main criterion remained morphological character and tectonic forms related to the youngest period.

The outermost unit is represented by *Frontal Foredeep*. This includes narrower lowlands in Carpathian foreland. Its Neogene molasse deposits were only slightly effected by ceasing folding movements of younger Neogene phases. The basement of foredeep is formed of Paleozoic and older complexes of Bohemian Massif or platform Mesozoic and even Oligocene.

Flysch Belt represents the outer morphologically conspicuous arch with specific morphology structure and development. It is composed in majority of Paleogene flysch and flyschoidal sequences with certain share of molasse formation of Oligocene — Lower Miocene age. Younger formations Burdigalian — Tortonian deposited in transversal depressions and basins.

Elements older than Lower Cretaceous occur only as olistolithes or klippens (S. c. Outer Klippen Zone). The older basement is represented by structures of Bohemian Massif and Podolian platform extending to Pienidy lineament.

Alpine structure with nappes overthrusted on interior zones of Frontal foredeep resulted due to Upper Tertiary orogenic phases carrying in their fronts wedges of involuted Neogene elements.

Klippen Belt represents a morphological conspicuous zone along the whole extent of West Carpathians in spite of its width not exceeding few km. Specific morphological features of Klippen Belt resulting from the many form and even bizarre structure are the klippens and larger or smaller blocks of Jurassic limestones and marlstones of various development types and lithological — stratigraphical units (series) exposed over less resistant Upper Cretaceous and Paleogene pellitic, flysch or flyschoidal sequences. Although Klippen Belt does not form a single and compact mountain range its individuality is emphasized by paleogeographical and morphotectonical development.

Complicated structure of Klippen Belt with lenticular tectonic style is due to its development above a profound, regional fault zone as well as the polymorphic development. *Articulated sedimentation area of archipelago character* (M. Matějka 1955) with variable development effected by cordilleras of exotic character indicates close genetic relation to the zone of profound regional fault zone or suture (Pieniny limeament) separating in depth crystalline of Bohemian Massif and Podolian Platform from southern ancient crystalline basement of Interior Carpathians and Slovakian Massif (M. Máška — V. Zoubek 1960).

Belt of Core Mountains represents a wide zone of a series of

twelve structural elevations divided by internal depressions and basins. Its easternmost branch are the Humenské pohorie Mts. Zemplín horst barrier bearing a specific position may hardly be considered as a part of Central Belt. Lower Paleozoic and also Mesozoic development different from that of the rest of Core Mountains indicates its appertenance to specific Internal Belt of East Carpathians. In partial structural elevations of Core Mountains Belt blocks of ancient Slovakian Massif basement were lifted to the surface during the Alpine period. Its mantle composed of Mesozoic is characterized by very complicated structure in which beside autochtonous units take part also nappe masses overthrusted from more southern zones.

Structural elevations of meganticlinal character are represented by Core Mountains: Malé Karpáty, Považský Inovec, Strážovská hornatina (including Suchý and Malá Magura), Tribeč, Žiar, Veľká Fatra, Malá Fatra, Chočské pohorie, Vysoké Tatry, Nízke Tatry, Branisko and Humenské pohorie.

Structural depressions, intermontane depressions and internal basins are filled with intra-Carpathian Paleogene, Neogene molasse sediments and later formations. To the most important basins belong: Žilina, Liptov, Šariš, Spiš, Turiec, Nitra. A more compact zone of depressions appears also along the Klippen Belt margin. Complicated Alpine structure with *nappes and wedges, anticlinoria and synclinoria,* originated during Cretaceous folding, whereas the final arrangement of meganticlines and megasynclines originated only in Neogene folding phases. Mountain ranges were formed during the youngest movements of vertical character.

Slovenské Rudohorie Mts. bear a much more uniform morphological character than the belt of Core Mountains. They represent principally an extensive meganticline divided by Vyšná Slaná depression in two structurally different parts — western (Vepor) and eastern (Volovec). The belt lacks larger Neogene basins. Rudohorie meganticline toward the west dips below volcanic masses in Central Slovakia and still farther under Neogene sediments mainly of Podunajská nížina lowland. Compared with northern belts Rudohorie meganticline is formed mainly of the pre-Mesozoic complexes — in Vepor of Vepor crystalline and in the east of Paleozoic series of Gemeridy crystalline. Mesozoic is found in northern limb of meganticline in a zone called the Hnilec Synclinorium. The structure is Cretaceous and during post Paleogene folding became part of extensive Rudohorie meganticline. The same is valid for another Cretaceous structure, composed in majority of Mesozoic the Slovakian Karst region found at the southern limb of meganticline. As a morphological part of Slovenské Rudohorie meganticline is considered also Čierna Hora Mts. of which only the westernmost periphery shows morphological independence.

Neogene intra *Carpathian lowlands — Podunajská nížina* and *Východoslovenská nížina* are located near the interior Carpathian periphery adjacent to

Core Mountains mainly to the western part of Slovenské Rudohorie, partly to Hungarian Central Massif and East Carpathian interior belt. The Lowlands were formed upon Neogene complexes and their development and structure was effected by basement mobility. Specific position is occupied by Vienna Basin extending northward also into Czechoslovak territory (Záhorská nížina lowland and Dolnomoravský úval depression). The basin started to sink since Helvetian (B u d a y 1961) at the West Carpathian-Eastern Alps boundary separating two segments of Alpine-Carpathian system. Remarkable is its transverse position across all the belts of both Interior and Outer Carpathians.

With the evolution of intra Carpathian lowlands related are the complexes of *subsequent volcanism* controlled by profound faults. Volcanics form extrusive masses in Central Slovakia. The character of East Slovakian volcanics, their distribution and range to the Klippen Belt margin as well as different types of Mesozoic and Paleozoic basement indicate the relation to East Carpathians.

Structural-Tectonic Division of Interior Carpathians

Structural differentiation is very difficult in mountain belt systems which recorded complicated development and their structure originated in several folding periods. Such a system represent also our Interior Carpathians. The greatest regional and in our case an all-out Carpathian importance bear the structures formed during the last folding period of Alpine character i. e. structures and structural units of Cretaceous age. Their identification and classification however is difficult due to frequent „masking" by mediotype structures formed during Neogene folding period described in previous chapter in more detail.

Very weak morphological expressiveness of Cretaceous structural units is due to nonconformity of structures of the abovementioned folding phases and superposition of younger Neogene structures. All this resulted in the inclusion of some Cretaceous structures in several Neogene morphotectonic belts (structures) of a different tectonic character. As an example may serve the H n i l e c synclinorium the major part of which is being included in Slovenské Rudohorie meganticline, whereas the minor part in Spišská kotlina basin (part of Core Mountains) and western part in young volcanic ranges and lowlands. In this respect the troubles were caused by direct application of suggestions on the function of Cretaceous folding in Alps according to which nappes and genetically related tectonic forms originated during the Cretaceous folding. The formation of regional anticlines and synclines has been regarded in connection with younger, Tertiary tectonic processes. The recognition of regional Cretaceous structures in Central Carpathians recorded various changes and misunderstandings in the last decade untill the necessity to differentiate Cretaceous tectonic units (single or overthrusted) from tectonic structural units (anticlinoria and synclinoria) has

been generally adopted. We thus understand the role of Cretaceous folding as follows. During the period of Cretaceous (due to Austrian and mainly Subhercynian phase) the geosynclinal area was narrowed-compressed, resulting in the individualisation of tectonic units, formation of principal meganticlinoria and along the weak zones also the formation of synclinoria. Tectonic units — nappes were overthrusted into the just originating zones of subsidence (troughs). Tectonic processes during the Laramian folding phase resulted in the arrangement and interfolding (refolding) locally with basement as well as completion of synclinoria. Besides the forms mentioned originated also structures with inward overturn.

Let us analyse our previous errors in more detail. According to results of detailed investigations the overthrust units were refolded and interfolded with autochtonous units during the formation of tectonic structures. Many partial structures show fan arrangement and local metamorphism. Overthrusted units bear frequently the structural character of rooted autochtonous units. Although these studies led to recognition of several structural units of regional character, (North Gemeridy synclinorium, later Hron synclinorium) the subjective assumptions on the effect of Cretaceous folding (without distinguishing the structural from tectonical units) resulted in denial of certain overthrusted units (Besník nappe). Only the recognition of double effect of Cretaceous folding and understanding of relations between tectonic and structural units helped us to correct our erroneous considerations. The errors were made mainly in underestimating the tectonic units mainly of overthrust character in favour of recently found tectonic structures. Our assumptions frequently changed from one extreme (considering the tectonic units-mainly overthrusted as principal representatives of Cretaceous folding) to another (emphasizing the recently recognized structural units and denying the existence of some overthrusts).

The criterion of scientific progress however is the value of new discoveries and not the summary of errors reflected in the denial of nappes, appearing only as accompanying phaenomena, disagreable turns on the way toward the definition of tectonic structures. Their recognition in Central Carpathians is of principal importance equal to the previous discovery of nappes. The criticism of nappe — structure concept of 1931 cannot be therefore restricted to an act of checking of present opinians and abandoning the extremes. It helped us in gathering of abundant new facts some of them changing principally the assumptions on the evolution of West Carpathian geosyncline. Proving the existence of Cretaceous structural units means not only extension of knowledge on the development of tectonic processes and their results (i. e. the change of ideas on the development of Carpathians) it also presents new ideas on the structure of profound basement. New aspects are important mainly for applied geology. So for petroleum geology in territories of West Slovakia covered by Tertiary complexes, the distribution of Mesozoic in synclinoria of regional character (Hron, Hnilec) is of great importance also such principal problems of hydrogeology as the question of infiltration areas of many springs mainly with mineral water, the distribution and direction of ground water flow, the question of origin of underground basins and others are all effected by new geological aspects. The same may be suggested for the studies of metalogenic problems.

It must be emphasized however that *the relation between tectonic units and structural units is just getting to be understood.* Both terms differ in distribution and contents although a close genetic relation inbetween may be observed. On the structure of one structural unit usually several tectonic units are taking part. However some tectonic units are characteristic always for certain structural units although locally ranging beyond its limits. (Hnilec synclinorium, Besník nappe, Hron synclinorium, „peripheral" series of Krížna unit.) Each structure has a characteristic representation of units and therefore also characteristic lithological contents as well as specific features of the structure. In synclinoria prevailing are parallel synclines whereas anticlinoria represent systems of smaller secondary anticlines. Secondary structures are limited to individual segments resulting from the division of structural units in longitudinal direction.

Let us discuss the particular structural units in more detail in the following order: 1. Subklippen anticlinorium, 2. Polystructural Fatra — Tatry belt, 3. Hron synclinorium, 4. North Vepor anticlinorium, 5. Hnilec synclinorium, 6. Kohút — Volovec anticlinorium, 7. Štítnik synclinorium.

Subklippen anticlinorium is a narrow structure composed frequently of two or three partial anticlinal belts. Its tectonic style bears the character of lenses and klippens. Principal element of anticlinorium represents the Manín unit differing from the rest of Interior Carpathian units by a huge and variegated development of Middle Cretaceous members Turonian including. Subsidiary share takes the unit of Krížna composed in majority of Lower and Middle Cretaceous, the development of which is very similar to Manín unit. Most remarkably developed appears this structure in middle Považie. It may be followed westward along the interior Klippen Belt margin up to Bzince locality. The eastern extension includes perhaps also the so called zone of Šambron. Development of this structural unit during Tertiary was characterized by its genetic relation to Klippen Belt. The genetic relations to the adjacent Klippen Belt is emphasized by the occurence of Upper Cretaceous and a specific so called Myjava Paleogene development as well as effect of Savian orogenic phase more intense than in other interior structures.

Polystructural' Fatro — Tatry belt includes the so-called Tatridy sector of crystalline cores accompanied by Mantle Krížna and Choč units. Crystalline cores show a block structure with more intense tectonic effect mainly in the contact zones with Mesozoic.

Mantle unit represents a group of partial units in majority autochtonous and partly paraautochtonous. Every core has its own mantle unit with characteristic features. Concerning lithology and stratigraphy, mantle units of certain cores show such a great variability that several series with a whole sequence of developments may be recognized (in Inovec Mt. Inovec and Beckov series, in Ďumbier Mt. sector of Nízke Tatry Mts. series of Donovaly, Červená Magura,

Trangoška, Konský Grúň). In western core mountains (till Párnica — Revúca fault line) predominating in the Mantle Unit structure are the series with a considerable share of euxinic facies (series of Malé Karpaty, Inovec, Malá Magura, Žiar, Malá Fatra, Veľká Fatra). In eastern cores (Vysoké Tatry, and Humenné series) as well as in interior Core Mountains (series of Tribeč, Donovaly, Červená Magura) prevailing are facies of cordillera type. Paleogeographic analysis of Mesozoic indicates great variability of Mantle Unit sedimentation zone. This probably is the reason of feeble zoning on the regional scale mainly in the outer part as well as damming of synclinoria and anticlinoria formation in all-out Carpathian extention (analogical for example to Hron and Hnilec synclinoria).

Adjacent to the Mantle Unit is the *Krížna Unit* bearing a remarkable overthrust character at the transversal core margins. (Velká Fatra, Západné Tatry and Northern part of Tribeč Mts.) The question of its tectonic character is not clear, it depends upon the solution of a series of problems paleogeographical and tectonical. In synclinoria regions the unit of Krížna shows complicated structure with a whole series of partial structures. Simple structure with a remarkable reduction of thicknesses in certain areas (at transversal crystalline core margins) indicates on the existence of Cretaceous anticlinal structures. Most abundant occurence of this unit with Zliechov series and a thick development of Albian — Cenomanian (similar to Manín unit) is found in synclinal regions localized along the outer margin of so-called Outer Core Mountains adjacent to Subklippen anticlinorium. Subsidiary role in the structure have cordillera type series (Belá, Ďurčín). As anomalous in this respect appear Malé Karpaty Mts. with a major development of a so-called Vysoká cordillera type series. In more southern mountain ranges of Fatro-Tatry Belt the Krížna Unit is represented by variegated shallow facies.

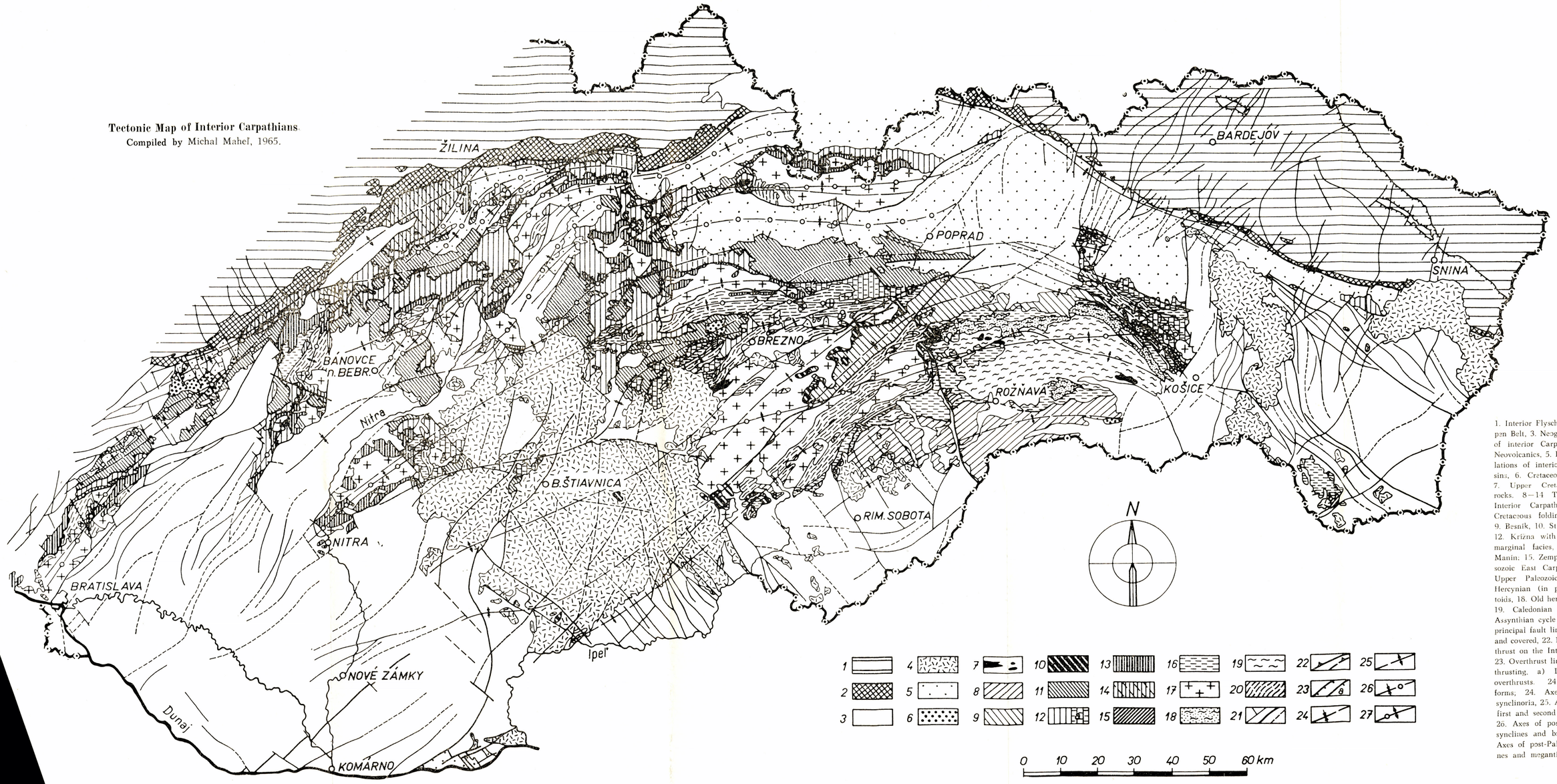
Choč Unit is an apparent and remarkable overthrust. Distribution of its huge masses (locally of complicated structure) indicates the direction of axes of Cretaceuos structures.

Cretaceous structures appear regionally more limited. Even in the certain tendency to preserve a uniform orientation NE—SW or E—W, frequent deviations in the structure may be observed apparently due to primary morphology. Such a morphological articulation effected considerably the formation of post-Paleogene structures — megasynclines and meganticlines during the Tertiary and post-Paleogene folding (revival of ancient tectonic lines). The orientation of post-Paleogene structures in majority of cases is apparently nonconformable with Cretaceous structures. In the western sector considerable is the effect of NNE—SSW direction (Malé Karpaty, Tribeč) and nearly N—S direction in Inovec. The number of superimposed post-Paleogene structures compared with Cretaceous increases toward Outer Carpathians (mainly in Strážovská hornatina Hills).

Hron synclinorium was determined at the southern Ďumbier Massif periphery

Tectonic Map of Interior Carpathians

Compiled by Michal Maheľ, 1965.



1. Interior Flysch margin, 2. Klippen Belt, 3. Neogene accumulations of interior Carpathian basins, 4. Neovolcanics, 5. Paleogene accumulations of interior Carpathian basins, 6. Cretaceous accumulations, 7. Upper Cretaceous magmatic rocks. 8—14 Tectonic units of Interior Carpathians formed by Cretaceous folding: 8. Drienovec, 9. Besník, 10. Struženík, 11. Choč, 12. Krížna with the metamorphic marginal facies, 13. Mantle, 14. Manín; 15. Zemplín „island" (Mesozoic East Carpathian unit) 16. Upper Paleozoic complexes, 17. Hercynian (in part older) granitoids, 18. Old hercynian komplexes, 19. Caledonian cycle units, 20. Assynthian cycle units, 21. Faults, principal fault lines, faults inferred and covered, 22. Klippen Belt backthrust on the Interior Carpathians, 23. Overthrust lines, lines of larger thrusting, a) Lines of smaller overthrusts. 24—27. Structural forms; 24. Axes of Cretaceous synclinoria, 25. Axes of Cretoceous first and second order anticlinoria, 26. Axes of post-Paleogene megasynclines and brachysynclines, 27. Axes of post-Paleogene meganticlines and meganticlinal horsts.

and so-called Banská Štiavnica „island" by M. Mášk a — V. Zoubek (1960). The structure extends farther westward along the southern margin of Tribeč Mt. Its eastern segment is represented by complicated synclinorium found between Krakľová part of Nízke Tatry Mts. and Vysoké Tatry massif (M. Maheľ 1964). Hron synclinorium is a structure filled in with Mesozoic, partly Permian and of course superimpossed Upper Tertiary structures. Perhaps the most remarkable feature of Hron synclinorium is the share of metamorphic „peripheral" series of Krížna Unit characterized by a specific metamorphism as well as different facies (Veľký Bok series at the northern slope of Krakľová part of Nízke Tatry Mts. Lučatín series at the northern periphery of Zvolenská hornatina; M. Maheľ 1964). Similar development of Krížna unit Mesozoic is found in Banská Štiavnica „island" in Štiavnické hory Mts., and perhaps belongs here also the metamorphosed series at the eastern periphery of Tribeč. In the region of Banská Bystrica the metamorphosed Krížna unit series passes northward into nonmetamorphosed types with various Jurassic facies.

Further unit of Hron synclinorium is the nappe of Choč composed locally of 3 limestone-dolomitic series (Čierny Váh, Biely Váh and Drienok series) occuring in separate structures. Important is also the share of Melaphyre series.

Hron synclinorium structure is very complicated with predominance of synclines composed of Krížna and Choč units. Furthermore every structure shows a specific development of some of its members. Krížna unit appears as autochtonous (Mantle series not found) while Choč on the contrary forms apparent overthrust.

As a specific feature of Hron synclinorium must be regarded also the position of Choč nappe, the base of which is resting on various members of Krížna unit even on Carpathian Keuper sequences and Triassic dolomites. In more northern structures its basis rests generally on Neocomian or Albian of Krížna unit. In the central part apparent is the nonconformity of Cretaceous and post-Paleogene structures. The structures of Hron synclinorium strike WSW—ENE whereas those of post-Paleogene Banská Bystrica basin continuing eastward in Horehronie trough (or trough of Heľpa) show E—W orientation.

North Vepor Anticlinorium is bordered in the north by Hron synclinorium and in the south by Hnilec synclinorium. Its main constituent is retrogressively metamorphosed crystalline coresponding in composition to 3 different zones (Ľubietová, Krakľová, Kráľová hoľa zones). Every zone represents practically a separate tectonic unit formed of a series of slices and wedges arranged in anticlinorial structure. The existence of narrow synclines of local importance is proved by interfolded, weakly metamorphosed Mesozoic resembling the Veľký Bok series which belongs to peripheral series of Krížna unit. (Mojžišov vrch syncline, Chvatimech syncline). Kráľová hoľa zone is accompanied by metamorphosed Mesozoic of the Struženík autochtoneous unit (Foederata series). M. Máš-

k a — V. Z o u b e k (1960) considered all three zones including the more southern zone of Kohút (together with Muráň Plateau Mesozoic) part of singular Vepor anticlinorium. Basing upon new criteria on the contrary to the above authors we have distinguished the Hnilec synclinorium as a Cretaceous structure of the first order. Consequently the Vepor anticlinorium of the above authors had to be also divided in three structures of the first order: North Vepor anticlinorium, the Hnilec synclinorium and anticlinorium of Kohút. Concerned is however not only the more detailed division but also a different relation to Spiš-Gemer anticlinorium regarded also as an eastern continuation of the three abovementioned structures. Assumed overthrust of Spišsko-gemerské rudohorie Paleozoic complex over Vepor crystalline (including its Mesozoic mantle — Dobšiná series) west of Kohút axial plunging is older than the formation of above described structural units. Than as eastern continuation appears the Črmel anticlinorium. One though morphotectonic, unit was formed of all zones of Vepor crystalline including Spišsko-Gemerské rudohorie (with North Gemeridy synclinorium), Čierna hora and Slovakian Karst, during post Paleogene folding.

The Hnilec synclinorium recognized and introduced (as North Gemeridy syncline) by author in 1953 may be followed beginning from Hornád fault line (south of Košice) till the plateau of Muráň and westward in Mesozoic lenses occuring along Kráľová hoľa and Kohút crystalline zones boundary to the Tuhár locality. Western extension appears in Mesozoic island surrounded by masses of neovolcanics near Slatina, Dudince and west of Levice (Kalinčiakovo and Malinovec). Composition of this structure is complicated mainly in three broader sectors — brachysynclinoria represented by Galmus Mts., Stratenská hornatina hills and plateau of Muráň.

The Hnilec synclinorium is formed predominantly of two units — Mesozoic of North Gemeridy type or the Besník nappe and Mantle Mesozoic of Struženík unit (Foederata series). Both show different development of certain members in various parts of synclinorium. Consequently in each of them several series or developments may be distinguished. In the Hnilec unit for example series of Stratená and Gľac and Lešnica developments may be distinguished in Stratenská hornatina hills and the Muráň Series in Muráňská plošina pl.

Mesozoic and Upper Paleozoic of the Besník unit originated probably in separate sedimentation areas with specific type of sedimentation in Upper Paleozoic and Triassic. Various developments are found also with Struženík unit (Foederata) in Stratenská hornatina, Muráňská plošina and in the vicinity of Tuhár. This unit is characterized by considerable metamorphism due to Cretaceous folding indicating an unusual thermodynamic activity of this region before the overthrust of Besník nappe.

The presence of the autochtonous *Struženík Unit* (Foederata) together with Besník Mesozoic and Upper Paleozoic in the structures of the Hnilec synclino-

rium in northern part of Stratenská hornatina hills proves the formation of synclinorium subsequent to Besník nappe overthrust. The structure however is not of post Paleogene age. It is more complicated and nonconformable to post Paleogene structures. This setting is apparent mainly in Muráňská plošina pl., where the Heľpa trough as post Paleogene structure strikes roughly E—W whereas Hnilec synclinorium NE—SW. Northern part of the Hnilec synclinorium in Stratenská hornatina joins with post Paleogene Spiš basin the marginal faults of which dissect crosswise the individual structures of Stratenská hornatina. The Hnilec synclinorium as a whole represents part of Slovenské rudohorie post Paleogene meganticline. Post Paleogene sediments in the Hnilec synclinorium occur only as local outcrops in the setting apparently disconformable and transgressive. The northernmost part of it however became part of post Paleogene Spiš basin.

Kohút—Volovec anticlinorium is composed of two parts — western part of Kohút and eastern of Volovec, separated by Kohút axial plunge. The first one is formed of retrogressive metamorphic crystalline complex of Kohút zone locally with mantle of metamorphosed Struženík unit Mesozoic and a narrow zone of Gemer crystalline Paleozoic serie (the so-called West Gemeridy apophysis, M. Máška—V. Zoubek 1960) extending at the southern margin. Complicated structure is the result of older pre-Mesozoic folding. During the Cretaceous folding the anticlinal character became further more apparent when in the period of formation of first order structure the wedges were compressed and Mesozoic members interfolded into narrow elongated synclines.

Volovec part of anticlinorium is composed predominantly of Paleozoic series belonging to Gemer crystalline and subsidiary Mesozoic mantle of North Gemeridy type. Anticlinal structure originated before Hercynian folding was intensified, after the overthrust of the whole complex northward. This is proved by apparent schistosity at the northern and southern margin of anticline in a zone 4—5 km wide (Fusán — Snopko 1963).

The Štítnik synclinorium represents the southern most West Carpathian Cretaceous structure with the predominance of synclines formed of South Gemeridy unit Mesozoic generally of autochtonous or paraautochtonous character. Narrow anticlines are composed of older Mesozoic members and of Paleozoic of Gemer type. Independence of this structure beside the lithologic-stratigraphic character of Mesozoic is indicated by specific position and structure in general of fan — form with apparent thrusting in northern part northward and in southern southward. Northern boundary follows roughly the northern limit of South Slovakia Neogene, proving independence of this structure also during the following development to certain extent.

Conclusions

Complexity of Interior Carpathian structure is the result of polymorphic development in Alpine period. The principal structural plan of Interior Carpathians was formed during Cretaceous folding phases whereas morphologic units originated in Neogene phases. The character of folding in both major periods was substantially different. Cretaceous folding was of Alpine character while Neogene phases were of mediotype character. The third type is represented by structures formed by vertical (germanic) movements in the final, terminal stage of orogenic development. They are the lowlands (intercarpathian basins) and neovulcanic mountains.

In the course of Austrian and Subhercynian phases first the tectonic overthrust units, paraautochtonous and autochtonous units were formed (Drienovec, Besník nappe, Choč nappe, complex tecto-unit of Krížna, Mantle tecto-unit, Manín tecto-unit). Later during Laramian phase structures of regional importance originated (the Štítnik synclinorium, Kohút — Vepor anticlinorium, the Hnilec synclinorium, North Vepor anticlinorium, Hron synclinorium, complex Fatro-Tatry structural zone, Subklippen anticlinorium). Among the abovementioned structural units the anticlinoria as complexes of anticlinal character are composed in majority of anticlines separated by narrow synclines frequently tectonically reduced. Synclinoria as complexes of synclinal character are composed of synclines separated by narrow anticlines locally completely reduced along shear planes of overthrusts. Each structure described comprises units which are particularly characteristic and tectonically specific. The structural units show frequent division into segments.

During the older phases of Neogene folding (Savian and Steyrean) structures of great radius — meganticlines and megasynclines originated, representing morphotectonic units. In the innermost belts their character was unifying — they formed an extensive belt — the meganticline of Slovenské rudohorie Mts. comprising a whole series of Cretaceous structures in one morphotectonic complex only slightly articulated. The synclinal character of the Hnilec synclinorium was masked. In more northern parts near to Outer Flysch Carpathians the meganticline and megasyncline structures are smaller and of brachyanticlinal and brachysynclinal character. Their initiation may be traced already in the course of Paleogene, related to primary articulation and reflected in the development of Mesozoic geosyncline. The whole belt is called the Belt of Core Mountains. Its major part is represented by the polystructural Fatro-Tatry region together with Subklippen anticlinorium. The superimposed brachyanticlines and brachysynclines have complicated its structure to such an extent that explanation of the pre-Neogene units is very difficult. Complications are further increased by nonconformity of young structures. As another result one part of Cretaceous

structures — North Vepor anticlinorium and Hnilec synclinorium was included in the belt of Core Mountains, whereas their majority was the part of Slovenské rudohorie Mts.

Beside Slovenské rudohorie and Core Mountains belt as independent are considered: Klippen Belt, Flysch Belt and the belt of Frontal Foredeep.

Youngest phases of Neogene folding have been reflected in uplift of Carpathian system particularly interior and Flysch belts. Along the inner margin of the first, extensive subsidential regions were formed from which lowlands originated covering also post Paleogene structures (Intracarpathian basins). Podunajská nížina and Potiská (East Slovakian) nížina lowlands extend their branches also to Czechoslovak territory. Intense subsidence along revived profound faults initiated the strong volcanic activity forming neovolcanic mountain ranges in Central Slovakia and Slánske vrchy Mts., Vihorlat Mts., Popričný Mt. in East Slovakia.

New aspects of structural units development give the basis for a new structural tectonic classification distinguishing structures originated in Cretaceous folding and morphotectonic classification distinguishing structures formed by Neogene folding phases.

The recognition of Cretaceous structural units is of outstanding importance for understanding the structure of Interior Carpathians mainly in respect to the study of distribution of Mesozoic in the basement of younger complexes as well as in better understanding of its structure and tectonic relations to crystalline elements.

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

Translated by J. Kováčik.

REFERENCES

[1] Buday T., 1961: Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpathen und ihr Baustil. Geologické práce, Zošit 60, Bratislava. — [2] Buday T. — Kodym — Maheľ — Máška — Svoboda — Zoubek, 1961: Tektonický vývoj Československa, Praha. — [3] Balogh K. — Végh S., 1963: Trias de Hongrie. Memoires du B. R. G. M. N° 15, Paris. — [4] Debelmas J., 1963: Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Traveaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble. Grenoble. — [5] Hauer F., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ung. Monarchie. Blat III. Westkarpathen. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt XIX, Wien. — [6] Hromádka J., 1956: Orografické třídění Československé republiky. Sborník čsl. společnosti zeměpisné, Praha. — [7] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geologický sborník IV, Bratislava. — [8] Maheľ M., 1957: Geologie des Gebirges Stratenská hornatina. Geologické práce 48b, Bratislava. — [9] Maheľ M., 1959: Eine neue Einheit in den Westkarpathen. Geologické práce, Zošit 51, Bratislava. — [10] Maheľ M. a kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Banská Bystrica. Bratislava. — [11] Matějka Al. — Andrusov D., 1931: Apercu de la Géologie des Carpathes occidentales de la

Slovaque centrale et des régions aviosinates. Knihovna SGÚ 13 A, Praha. — [12] Stille H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte z. Geol. Jahrbuch, H. 8, Hannover. — [13] Štúr D., 1860: Bericht über die geol. Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt XI. — [14] Štúr D., 1862: Geologicko-geografická osnova polohopisu Slovenska. Práce D. Štúra. Pôvodné štúdiá uverejnené v časopise Sokol I v r. 1862. VSAV, Bratislava 1960. — [15] Štúr D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt XVIII, Wien. — [16] Tollmann A., 1959: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der neuen Untersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. Mitt. d. Gesell. d. Geol. u. Bergbaustudenten, Bd. 10, Wien. — [17] Uhlig V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig. — [18] Zoubek V., 1930: Etudes géologique de la zone des racines des nappes subtatriques et des zones voisines au Sud de Podbrezová. Věstnik SGÚ VI, Praha. — [19] Zoubek V., 1937: Le cristallin des Carpathes tchécoslovaques. Bull. Soc. Géol. de France VII, Paris.

V. BAŇACKÝ—J. HARČÁR—A. SABOL

NEUE KENNTNISSE ÜBER DEN EINFLUSS DER TEKTONISCHEN BEWEGUNGEN AUF DIE QUARTÄRE ENTWICKLUNG DER SLOWAKISCHEN NIEDERUNGEN

Die bisherigen Kenntnisse über die Äusserungen der quartären tektonischen Tätigkeit und deren Einfluss auf die Entwicklung der Quartär-Ablagerungen in der Slowakei kann man folgendermassen zusammenfassen: Gegenüber der starken Emporhebung der Gebirge steht ähnlich starke Sinkung der Niederungen (Lukniš — Mazúr 1956). In dieser Hinsicht sind Gebirgsgebiete besser durchforscht, vor allem dank der breiteren Anwendung der morphologischen Analysen im stark gegliederten Relief dieser Gebiete. Auf die Intensität der Emporhebung der Gebirge schliesst man einerseits aus deren starken Zergliederung, reifen Ausbildung des Reliefs, wie auch aus Verteilung und vor allem aus den Höhenunterschieden des Erosion-Denudation-Niveau und vor allem der Flussterrassen. Aus den Gebirgsgebieten stehen uns diesbezüglich weit reichere Unterlagen zur Verfügung als aus den Niederungen, wo man sich meistens nur auf allgemeine Feststellung beschränkt über deren Senkung (als Ganzes), die als Fortsetzung, bzw. Nachklingen der älteren — neogenen (pliozänen) Bewegungen betrachtet wird. Nur in einigen wenigen Arbeiten, zum Beispiel über Žitný ostrov (grosse Schuttinsel) in der Donau-Niederung (Lukniš — Bučko 1953; Lukniš — Kvitkovič — Mazúr 1959; Buday 1962), oder über die Ostslowakische Niederung (Kvitkovič 1961) und teilweise auch über die Niederung von Záhorie in der Westslowakei (Buday 1962) erwähnen die betreffenden Autoren auch synsedimentäre Sinkungen einiger Teile der Niederungen im Quartär, allerdings ohne diese Sinkungen näher zu datieren. Dazu wäre eine eingehende Durchforschung der Quartär-Ablagerungen einzelner Depressionen (natürlich verbunden mit anspruchsvollen technischen Arbeiten, vor allem Bohrungen, und komplexer Analyse der Sedimente) notwendig. Zur Lösung mancher dieser Fragen soll diese Arbeit beitragen, die sich auf systematisches

geologisches Studium der Quartär-Ablagerungen in den slowakischen Niederungen aus den letzten Jahren stützt.

Alle drei grossen slowakischen Niederungen (siehe die Skizze, Abb. 1) bilden immer nur einen Teil von grösseren geologisch-morphologischen Einheiten — der alpin-karpatischen Becken. So die (westslowakische) Niederung Záhorská nížina ist ein Randteil des Wiener Beckens, die Donau-Niederung des Komárno-Beckens (L u k n i š 1959) und die Ostslowakische Niederung wiederum der Nordteil des umfangreichen ungarischen Beckens — Alföld. Im wesentlichen haben alle drei Niederungen ähnliche Entwicklung mit annähernd gleichem tektonischen Regime während des Neogen durchgemacht (die Entwicklung der Ostslowakischen Niederung wurde gewissermassen auch von der vulkanischen Tätigkeit beeinflusst). Die tektonische Entwicklung dieser Becken stand im Neogen im Zeichen der unterschiedlichen Schollenbewegungen (bei welchen die subsidente Tendenz dominierte). Die Bewegungen verliefen überwiegend entlang der Bruchlinien in zwei generellen Richtungen: in der karpatischen Richtung, die gleich mit den westkarpatischen geologisch-morphologischen Haupteinheiten verläuft, und längs der quer auf diese Richtung verläufenden Brüche. Diese beiden Bruchsysteme spielten bei der Ausbildung der Teileinheiten in allen drei Niederungen eine entscheidende Rolle. Während dieser Entwicklung kam es gewöhnlich zum Ausgleich zwischen einzelnen Schollen, wobei die subsidenten Bewegungen wiederum dominierten. So kam es zur Anhäufung der auch über einige Tausend Meter mächtigen Neogen-Schichten, die meistens ungefestigt, aus pelitisch-psammitisch-psephytischen Komponenten zusammengesetzt sind (die pelitische Komponente ist gewöhnlich in Überlegenheit).

Die letzte Phase der intensiven Schollenbewegungen, im Laufe welcher im grossen und ganzen das vorquartäre Relief der Niederungen formiert wurde, fand im Pont bis höherem Pliozän statt. Im allgemeinen war der Umfang der gesunkenen Abschnitte in der Záhorská nížina und in Donau-Niederung kleiner als im Pannon (siehe Abb. 2 und 3); das gilt vor allem für die Záhorská nížina, die bereits damals überwiegend stabilisiert war. In der Ostslowakischen Niederung, wo man im Pannon einen tektonischen Hiatus verzeichnet, kam es in dieser Phase zur Bildung vulkanischer Gebirge Vihorlat und Popričný.

Während der geologischen Forschung hat man in allen drei Niederungen die mit quartären Ablagerungen ausgefüllten Depressionen festgestellt, die sich zwar in den pont-levantischen Abschnitten der Depressionszonen befinden, aber ihre räumliche Verbreitung war meistens verschieden. Neben diesen Depressionen hat man die Äusserungen der quartären tektonischen Bewegungen auch in anderen, relativ stabilisierten Teilen der Niederungen festgestellt. Sie äusserten sich in der Záhorská nížina und Donau-Niederung und beeinflussen hauptsächlich die Verteilung und Höhenunterschiede bei den Flussterrassen, wie auch die allgemeine Ausbildung des Reliefs.

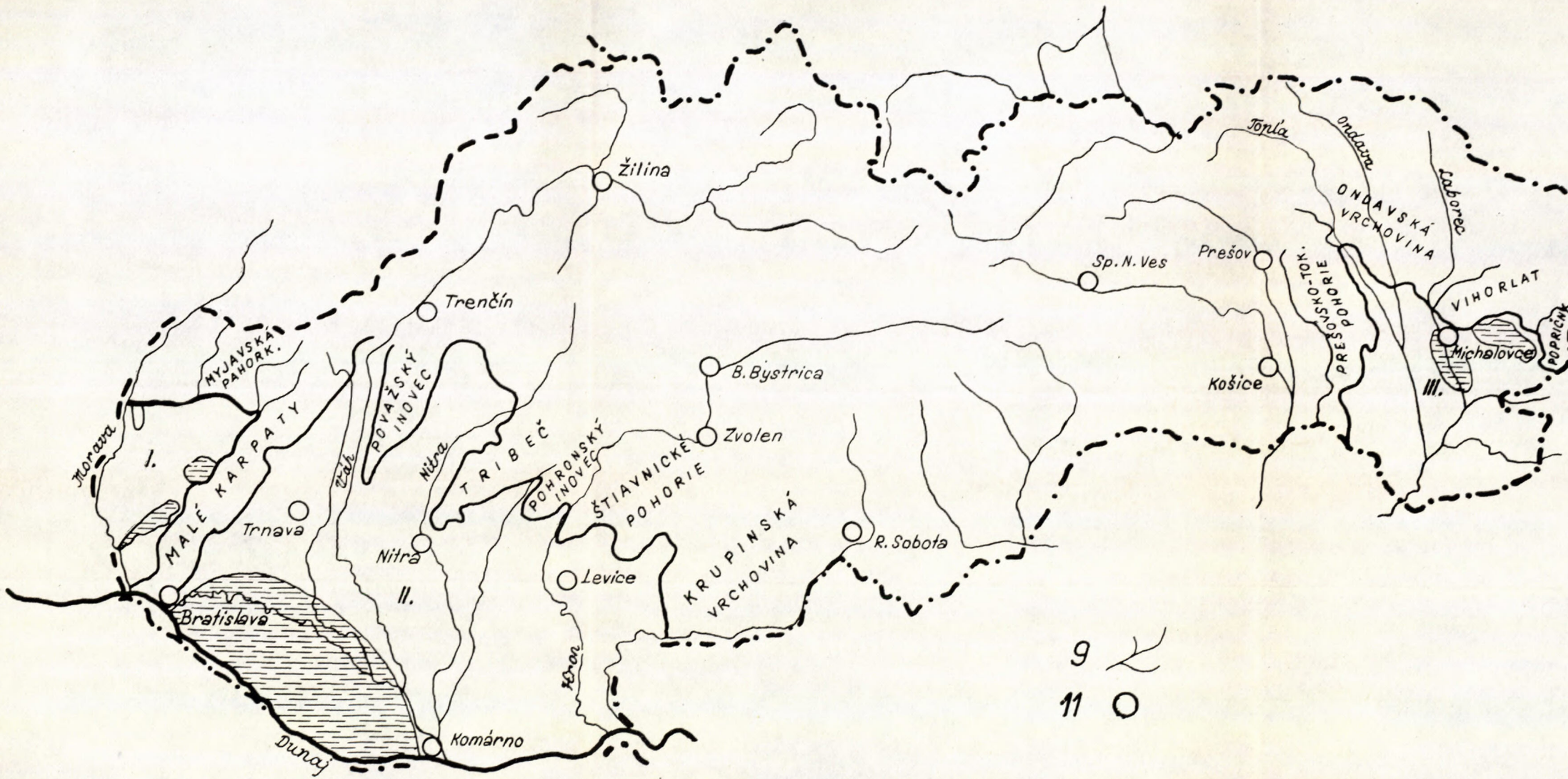
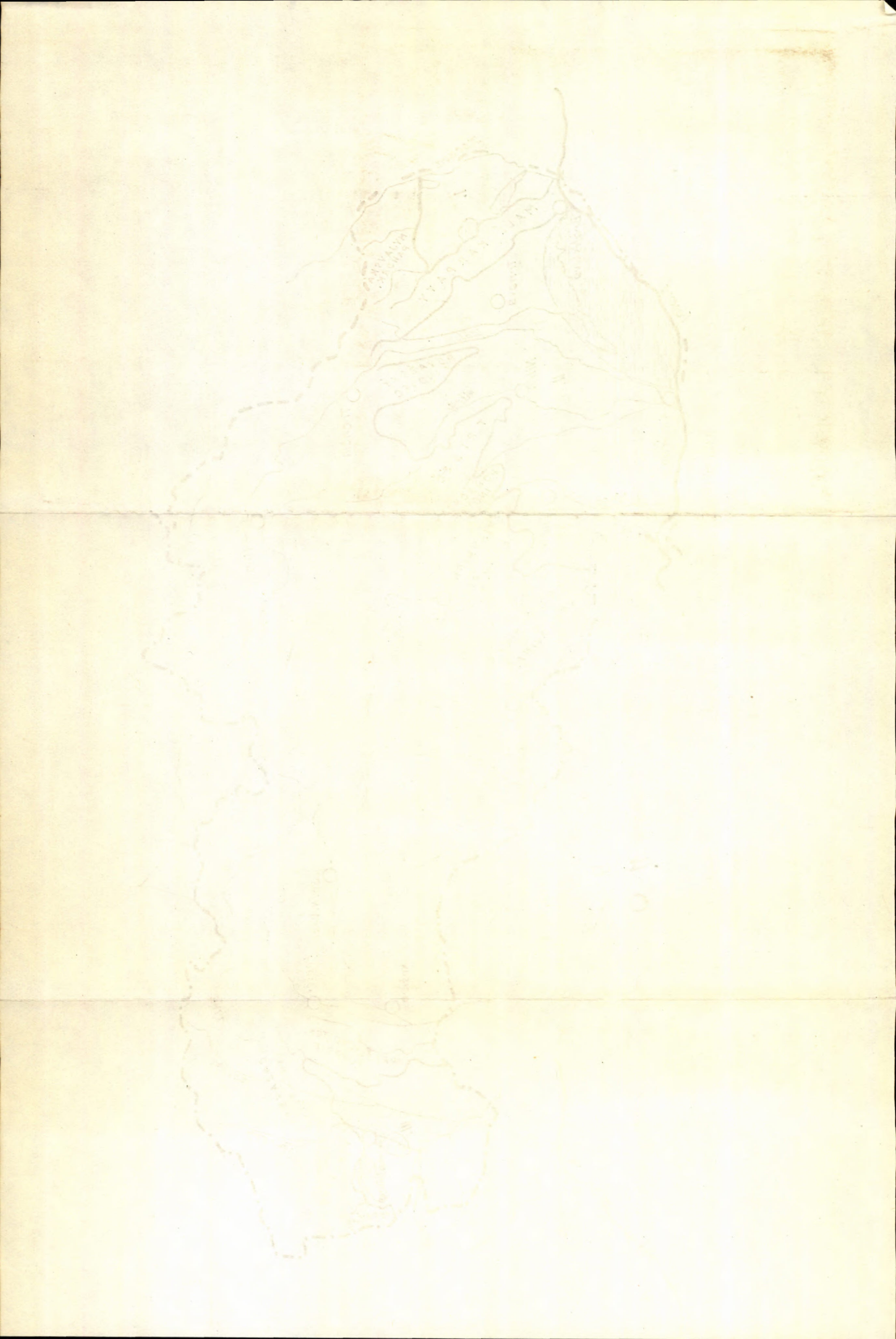


Abb. 1. Verteilung der quartären subsidenten Becken in den Niederungen der Slowakei. I — Záhorská nížina, II — Podunajská nížina, III — Východoslovenská nížina.

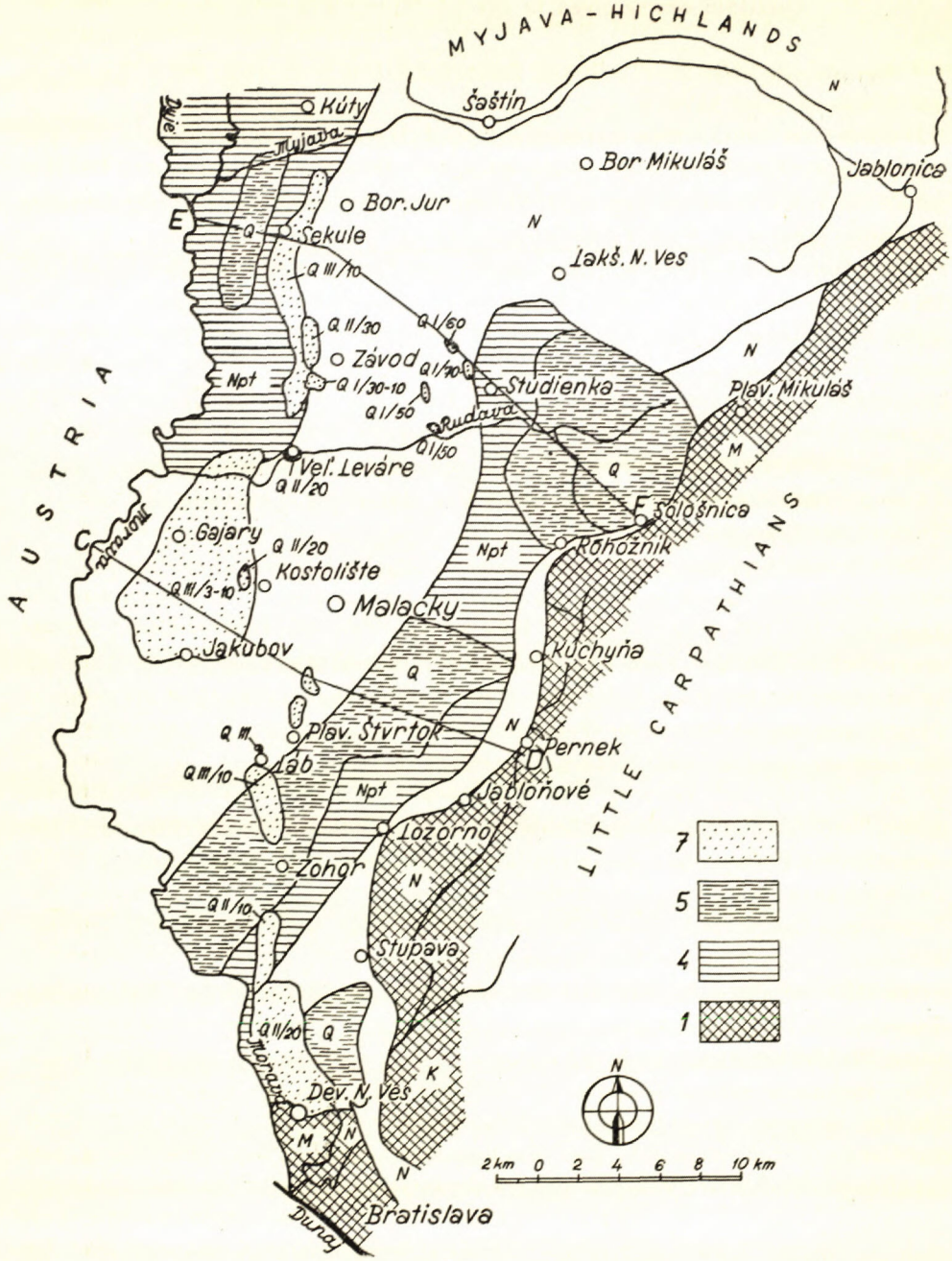


Quartäre Bewegungen in der Niederung Záhorská nížina

Orographisch stellt die Niederung Záhorská nížina eine stufenartige Ebene mit der Neigung nach Westen und Süden vor und ist durch das Gebirge Kleine Karpaten und Flüsse March (Morava) und Myjava begrenzt. Den Charakter eines morphologisch nur sehr mässig gewellten Hügellandes bekam der überwiegende Teil des Gebietes von den Flugsanden, die etwa im Dreieck zwischen Lozorno—Jablonica—Šaštín charakteristische Schüttlanddünnen bilden. Fast wie ein Zentrum dieses Gebietes tritt zwischen den Gemeinden Studienka, über Lakšárská Nová Ves bis zu Borský Mikuláš eine Erhebung auf. Eine weitere Einheit bildet die Depression am Bergfusse von Kleinen Karpaten (eine „Bergfuss-Zone" nach H r o m á d k a 1935), eine Au- und Terrassenzone entlang der March, eine ziemlich gegliederte Erhebung mit Überresten der altpleistozänen March-Terrassen zwischen den Gemeinden Veľké Leváre, Studienka und Borský Jur, und schliesslich im südlichsten Teil der Niederung eine flache hufeisenförmige Erhebung von Stupava—Devínska Nová Ves, die in der Niederung von Lamač—Stupava ihr Ende findet.

Wie bereits erwähnt, bildet die Záhorská nížina den Randteil des inneralpinen Wiener Beckens, das in seinem heutigen Umfange im Torton entstanden war. Die Lagerung und Verteilung einzelner tektonischen Teileinheiten (B u d a y 1962) zeugt davon, dass bei deren Formierung überwiegend die Bewegungen längs der Brüche karpatischer Richtung (NE—SW) beteiligt waren. Im Pont bis höherem Pliozän war der überwiegende Teil der Niederung stabilisiert. Zu Sinkungen kam es lediglich in den zwei tektonischen Teileinheiten: in der Zohor—Plavecký Mikuláš-Depression am Bergfusse der Kleinen Karpaten war deren südlicher Zohor-Teil, der von Plavecký Mikuláš über Zohor bis auf österreichisches Gebiet verläuft (B u d a y 1962), gesunken. Die zweite gesunkene Einheit war die Kúty-Depression im NW Randgebiet der Niederung (siehe Abb. 2). In beiden Depressionen haben sich etwa 200—300 m mächtige bunte Ton-Sand-Schotter-Schichten des Pont-Levantien abgesetzt.

Die *Zohor—Plavecký Mikuláš-Depression* ist ein ausgeprägter Randgraben, dessen Zohor-Teil im heutigen Umfang durch die Versenkung im Pont bis höheren Pliozän entstand, wobei sie bis heute mobil geblieben ist (B u d a y 1962). Diese Depression bildet kein einheitliches Ganzes. Bei ihrer Entwicklung waren auch Bewegungen längs der Querbrüche (NW—SE) beteiligt, die zu ihrer Zergliederung in Teilelevationen und Teildepressionen führten, welche an den Bruchkreuzungen beider Richtungen entstanden waren. In NW ist die Depression durch die Elevationszone von Láb—Lakšárská Nová Ves begrenzt; ihre SE Grenze liegt in Norden dicht am Gebirge, weiter in südlicher Richtung befindet sich zwischen ihr und dem Gebirge eine Randscholle des kleinkarpatischen Raumes (B u d a y 1962), die in südlicher Richtung immer breiter wird.



A b b. 2. Übersicht der quartären tektonischen Bewegungen in der Niederung Záhorská nížina (zusammengestelt von A. Sabol).

Die *Depression von Kúty* (Graben von Kúty) bildet den NE Ausläufer der Zentralvertiefung des Wiener Beckens und in ihrem heutigen Umfang ist sie während der jungsteirischen Bewegungen etwa gegen Anfang der Torton-Zeit entstanden (B u d a y 1962).

Die übrigen, von Buday ausgegliederten Teileinheiten im mittleren Teil der Niederung stabilisierten sich anfangs des Pont (die Elevationszone Láb—Lakšárská Nová Ves mit Lakšár-Elevation wie auch die Gajary—Šaštín-Elevation und dazwischen liegende Elevation Malacky—Kovaľov).

Der tektonische Bau äussert sich auch in der morphologischen Konfiguration des Gebietes; das gillt vor allem für die *Depression Zohor—Plavecký Mikuláš*, die räumlich im wesentlichen der morphologischen Vertiefung am Gebirgsfusse von Kleinen Karpaten entspricht, und für den Láb—Lakšár-Elevationsstreifen und Lakšár-Elevation, die mit dem Hügelland bei Lakšárská Nová Ves und Borský Mikuláš identisch sind. Die Erhebung zwischen Závod—Studienka und Borský Jur deckt sich räumlich mit einem Teil der Gajare—Šaštín-Elevation.

Die Sinkung eines Teiles der Depression von Zohor—Plavecký Mikuláš im Quartär vermutet B u d a y (1962) und vor ihm einige weiteren Autoren (H r o m á d k a 1935). Diese quartäre tektonische Aktivität ist da auch aus der Beziehung der morphologischen Verhältnisse zu der obenerwähnten Zergliederung der Depression in Teildepressionen und Teilelevationen offensichtlich. Kleine Karpaten erscheinen dabei als relativ hohes Gebirge mit bunt gegliedertem (lebendigem) Relief eines Hügel- bis Mittelgebirges, was auch über dessen stärkerer Emporhebung im Quartär spricht. Auch zwischen einzelnen Teileinheiten der Depression und dem Verlauf des Gebirgsrandes bestehen gewisse räumliche Verbindungen. So zum Beispeil bei Lozorno und Rohožník drängt das Gebirge ziemlich tief in die Niederung vor; als seine Ausläufer in der Depression kann man die Teilelevation von Lozorno und Rohožník bezeichnen. Bei Pernek und Sološnica bildet die Niederung buchtartige Vorstosse ins Gebirge hinein (die Depression von Pernek und Sološnica). In beiden Elevationsgebieten ist zwischen dem Gebirge und der Niederung eine ziemlich gut verfolgbare morphologische Übergangsstufe entwickelt, mit eigenartigen Höhen- und Neigungsverhältnissen, mit eigener Gliederung und selbständigen Charakter des Reliefs, wo die Erosionsformen dominieren. Die Depressionen sind hingegen flach modeliert, mit mässigerem Fallen (der Niederung zu); der Übergang zwischen ihnen und dem Gebirge ist viel schärfer, besoders bei der Sološnica-Depression, wo die Bruchlinien dicht längs des Gebirgsfusses verlaufen. Das spiegelt sich auch in der Entwicklung und Erhaltung periglazialer Schuttkegel, die den Gebirgsrand im ganzen studierten Abschnitte säumen. Vom Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die Entwicklung dieser Schuttkegel zeugt einerseits deren Umfang (manche sind bis 8—10 Km lang) und andererseits deren morphologische Beziehung zu den Teildepressionen und Teilelevationen. Bei den Elevationen, wo auch die morpholo-

gische Übergangsstufe zwischen dem Gebirge und der Niederung entwickelt ist, sind nur kleinere, nicht mächtige Überreste dieser Kegel erhalten und terrassenartig eingeteilt. Einzelne Terrassen unterscheiden sich voneinander auch durch die Mächtigkeit und den Anwitterungsgrad der Prolluvialsedimente. Im Jabloňové-Kegel auf der Lozorno-Elevation konnte man drei Niveau (Terrassen) mit relativen Höhen von 5—15 und 25 m, feststellen. In der höchsten Terrasse sind nur unbedeutende Überreste der verwitterten, sortierten Schotter anwesend. Im Schuttkegel von Vývrat in der Rohožník-Elevation hat man vier solche Niveau feststellen können. Einzelne Niveau entsprechen verschiedenen pleistozänen Erosion-Akkumulationsphasen; in der Lozorno-Elevation handelt es sich um die jung-, mittel- und altpleistozäne Niveau; in der Rohožník-Elevation sind zwei altpleistozäne Horizonte erhalten.

Die Schuttkegel in einigen Abschnitten der Depression von Pernek und Sološnica haben hingegen einen ganz verschiedenen Charakter. Sie sind räumlich viel umfangreicher, mit der flachen geebneten Oberfläche und mit viel mässigerem, im nördlichen Teil der Sološnica der Depression unbedeutendem Fallen (siehe auch Profil E—F, Abb. 4).

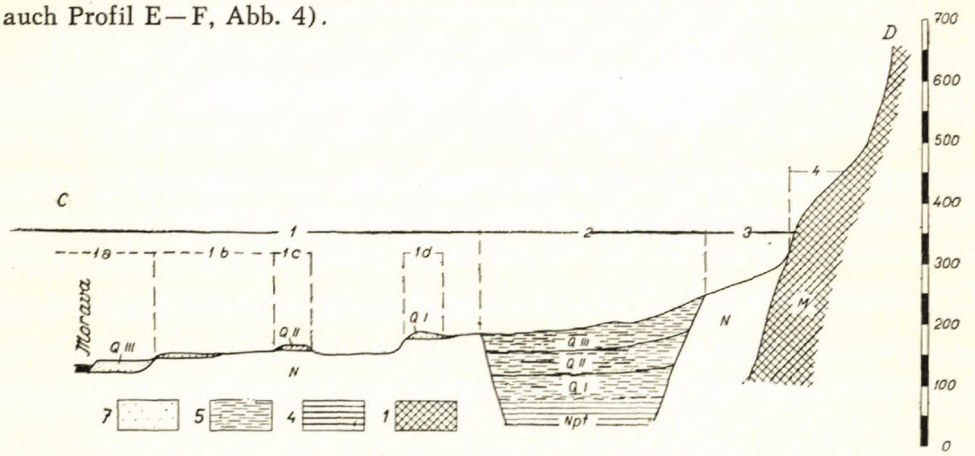


Abb. 3. Schematischer geologischer Querschnitt durch den südlichen Teil der Niederung Záhorská nížina (C—D). 1 — die Zone der March-Terrassen, 1a, b Terrassen Q III; 1c Terrasse Q II, 1d Terrasse Q I; 2 — die Pernek-Depression, 3 — Übergangsgebiet, 4 — die Kleinen Karpaten (zusammengestellt von A. Sabol).

Erklärungen zu den geol. Karten und Querschnitten (Abb. 1—8). 1 — Randgebirge (stark emporsteigende), 2 — Vorgebirgsstufen (mässig emporsteigende — nur in der ostslowakischen Niederung), 3 — Horste (nur in der Ostslowakischen Niederung), 4 — die Zohor—Plaveckáund die Kúty-Depression (Pont — höheres Pliozän), 5 — die quartären tektonischen Depressionen, 6 — interglaziale Horizonte, 7 — pleistozäne Flussterrassen (gegliedert), 8 — pleistozäne Flussterrassen (nicht gegliedert), 9 — Flusstal-Netz, 10 — Begrenzung des alten Flussbettes von Žitava, 11 — Siedlungen, 12 — stratigraphische Zeichen: K — Kristallin, M — Mezosoikum, P — Paläozoikum, N — Neogen im ganzen (älter als Pont), Q — Quartär im ganzen, Q_1 — Altpleistozän, Q_2 — Mittelpleistozän, Q_3 — Jungpleistozán; 13 — Relativhöhen der Terrassen (oberhalb des heutigen Flussniveau) Q I/50.

In den Bohrungen hat man eine 50—85 m (in der Sološnica-Depression) und 70—120 m mächtige (in der Depression von Pernek) Schichtfolge klastischer Ablagerungen festgestellt, die in der ersteren (Sološnica) ganz klar, in der letzteren (Pernek) wahrscheinlich (man hat da den Untergrund in Bohrungen nicht erreicht) diskordant auf den bunten Pont-Schichten lagern. Zu ihnen gehören also auch die bunten Schichten beider Depressionen, die Buday (1962) zum Levantien stellte. In der Schichtfolge wechseln viel-mehr regelmässig (besonders in der Depression von Pernek) proluviale Schichten mit Sanden ab, deren Mineralzusammensetzung, Abrundung und Korngrösse ähnlich den pleistozänen, aus den March-Terrassen stammenden Flugsanden ist. (Vaškovská 1963; Minaříková 1963). Es handelt sich also um begrabene eolische Sande, die sich in der Pernek-Depression als Beimischung in den Proluvialschottern bis in die 70 m Tiefe befinden. In dieser (Pernek) Depression wechseln, wie bereits erwähnt, die Sandschichten viel-mehr regelmässig mit den proluvial-deluvialen Ablagerungen ab. Die Sande bilden zwei (mit der Oberflächenschicht drei) etwa 10—15 m mächtige Lagen, welche die drei proluvial-deluvialen Schichten voneinander trennen. Diese regelmässige Abwechslung der Schichten zeugt von einer zyklischen Sedimentation, welche an die Klima-Oszilation mit folgender Ablagerungsabfolge gebunden war: zuerst sedimentierten die Abschwemmungslehme; ihnen folgten proluviale kleinkarpatische Schuttkegel. Gleichzeitig aber setzte auch die eolische Tätigkeit ein, wie es einerseits dünnere Sandlagen und Sandlinsen, und andererseits deren Beimischungen in den Schuttkegeln beweisen. Dann folgte eine Phase der intensiven eolischen Tätigkeit, deren Ergebnis ziemlich mächtige Sandlagen in der Schichtfolge sind. In mehreren Bohrungen hat man auch organische Lehme, Löss und Torfe mit Pollen der interglazialen Pflanzen festgestellt (Krippel 1961). Bei petrographischen Analysen hat man festgestellt, das es sich da keinesfalls um eine einheitliche Ausfüllung handle, sondern dass proluviale Schotter ganz zur Basis des Schuttkegels gehören (Minaříková 1963).

Auf Grund der bisherigen neueren Forschungen stellen wir die beschriebenen Schichtfolgen in beiden Depressionen (auch in der Depression von Sološnica sind sie im wesentlichen gleich) zum Pleistozän. Aus dem Ergebnis der Pollenanalysen, petrographischen, mineralogischen und granulometrischen Studien wie auch aus dem Vergleich einzelner terrassenförmig entwickelten Kegel in den Elevationen schliessen wir, dass in den Depressionen Sedimente des Jung-, Mittel-

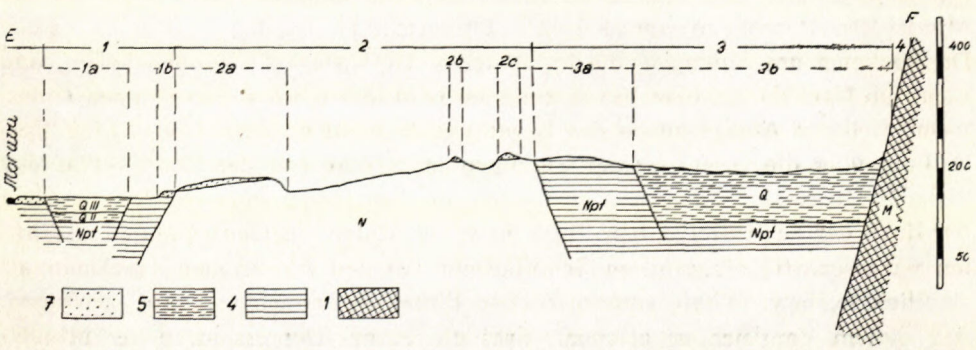


Abb. 4. Schematischer geologischer Querschnitt durch den nördlichen Teil der Niederung Záhorská nížina (E—F). 1 — die Kúty Depression im ganzen (1a der im Quartär gesunkene Teil, 1b — Terrasse Q III); 2 — Zone der March-Terrassen (2a Terrasse Q II, 2b, c Terrassen Q I), 3 — die Sološnica-Depression (3a Pliozän, 3b — Quartär), 4 — die Kleinen Karpaten (Zusammengestellt von A. Sabol).

und des höheren Altpleistozän (Mindel) vertreten sind. Jeder von diesen Ablagerungszyklen entspricht einem Glazial- und einem Interglazial-Zeitabschnitt. Einzelne Stadien der Klima-Veränderungen lassen sich in der Schichtfolge klar und deutlich nicht erkennen; eingehende Studien besonders mit Hilfe der Bohrungen könnten uns ermöglichen irgendwelche Anzeichen dieser Veräderungen zu finden. Die tiefsten Lagen der proluvial-deluvialen Sedimente in den Depressionen enthalten zwar keine Flugsande, aber durch ihre übrigen Eigenschaften sind sie den Hangschottern ähnlich. Dies steht letzten Endes im Einklang mit dem festgestellten Beginn der eolischen Tätigkeit in der Niederung von Záhorie, welche (nach dem Inhalt der Flugsande in den Terrassenschottern der March) etwa im höheren Altpleistozän (Mindel) einsetzte.

Daraus kann man schliessen, dass die intensive synsedimentäre Sinkung der Depression von Sološnica und Pernek, im Laufe welcher auch die beschriebenen proluvialen und eolischen Sedimente abgelagert wurden, im Pleistozän, und zwar höchstwahrscheinlich am Anfang der Mindel-Eiszeit, stattgefunden hatte. Auch einige weiteren Tatsachen unterstützen diese Vermutung; auffallend ist besonders die Feststellung, dass das vierte Niveau des Vývrat-Kegels auf der Rohožník-Elevation, wie auch das oberpliozäne Erosion-Denudations-Niveau (in den Relativhöhen zwischen 50—80 m oberhalb der Niederung auf den ihr zugeneigten Gebirgshängen; besonders gut erhalten ist dieses Niveau zwischen Kuchyňa und Rohožník) keine korrelaten Sedimente in den Depressionen haben. Als eine Ausnahme könnte man die tiefsten Lagen der Pernek-Depression bezeichnen, die etwa dem tiefsten Pleistozän angehören könnten (allerdings haben sie keinen syntektonischen Charakter). Mit Rücksicht auf die Dauer der ältesten Pleistozän-Phasen (Donau-Günz-Eiszeit) im Vergleich mit den jüngeren Entwicklungs-Zeitabschnitten, in welchen sich der wesentliche Teil der quartären Schichten in den Depressionen abgesetzt hatte, ist die Existenz intensiver Sinkungen vor der Mindel-Eiszeit sehr unwahrscheinlich. Offensichtlich handelt es sich in beiden Depressionen um Sinkugen, die im späteren Altpleistozän begonnen haben, und nicht um Nachklänge, bzw. Fortsetzung der pont-levantischen Bewegungen (umso mehr, weil die Ablagerungen des Levantien da nicht erhalten sind). Eine Vorstellung über die Intensität der Sinkugen in diesem Teil der Zohor—Plavecký Mikuláš-Depression kann man am besten aus den Höhenunterschieden zwischen der Basis der Schichtfolge, bzw. ihrer einzelner Stufen einerseits und den erwähnten terrassenartig eingestuften Schuttkegeln auf den Elevationen (die man als stabilisierte, bzw. mässig emporgehobene Einheiten betrachten kann) gewinnen. Aus diesem Vergleich ist offenbar, dass die Pernek-Depression in der Mindel-Einszeit um etwa 40—50 m, in der Riss-Eiszeit um 30—40 m, und in der Würm-Eiszeit um 25—30 m, also insgesamt um etwa 150 m gesunken war. In der Sološnica-Depression ist ein solcher Vergleich dadurch erschwert, dass da die Randüberganssscholle fehlt (die Randbruchlinien verlaufen am Gebirgs-

fuss); deshalb findet man in der Gebirgszone, bzw. am Bergfusse praktisch keine Spuren nach einzelnen Erosion-Akkumulationsphasen des Pleistozän, event. auch des Pliozän. Aber auch da kann man die Sinkung des Gebietes auf über 100 m schätzen.

Der südlichste Teil der Depression von Zohor—Plavecký Mikuláš — etwa im Abschnitte Plavecký Štvrtok—Zohor—Marchegg (Österreich) — hat einen abweichenden Charakter. Etwa bei Lozorno rückt die Depression vom Gebirge ab und verläuft in SW Richtung aufs österreichische Gebiet. Im Unterschied von dem eben beschriebenen Gebiet macht sich diese Depression im Relief des Gebietes nicht bemerkbar. In diesem Abschnitte, den wir als *Zohor—Marchegg-Teildepression* bezeichnen, hat man in Bohrungen eine etwa 80 m dicke quartäre Schicht von Fluss-Schottern und Sanden der March festgestellt. Aus dem Vergleich deren petrographischen, mineralogischen und granulometrischen Zusammensetzung mit den Terrassen-Ablagerengen des übrigen Gebietes der Niederung Záhorská nížina ist zu entnehmen, dass die ersteren dem Jung- und Mittelpleistozän angehören (Altpleistozän ist nicht vertreten; Minaříková 1964). Auch in dieser Teildepression lagern die Quartär-Schotter und Sande auf den bunten Pont-Schichten. Es handelt sich da um eine jüngere Sinkung des Gebietes als im Falle der Depression von Pernek und Sološnica, und ihren Anfang kann man etwa ins Mittelpleistozän (Riss-Eiszeit) geben.

Ähnliche Verhältnisse herrschen auch in der quartären Versenkung in der *Kúty-Depression*, wo die Dicke der Flussanschwemmungen der Würm- und Riss-Eiszeit bis 40 m beträgt. Die Depression von Kúty ist — ähnlich wie die Zohor-Depression — morphologisch nicht ausgedrückt.

In den übrigen Gebieten der Niederung Záhorská nížina hat man keine, während des Quartärs entstandenen synsedimentären Depressionen festgestellt. Offensichtlich waren diese Gebiete während der Quartär-Zeit relativ stabilisiert. Aber auch da konnte man den Einfluss der tektonischen Bewegungen auf die Entwicklung des Quartärs feststellen. Darauf deuten vor allem die Höhenverhältnisse, die Verteilung und verschiedene Denudationsstärke der Flussterrassen an der March. Im allgemeinen kann man sagen, dass die March-Terrassen infolge der Erosion und Denudation aus dem stabilen, bzw. mässig emporgehobenen Gebiete beträchtlich abgetragen wurden und sind daher meistens in den räumlich beschränkten Überresten erhalten geblieben. Die Sandschotter auf den Terrassen erreichen nur geringere Mächtigkeit. Bereits aus der Verteilung der Terrassen, die den Pleistozän-Stufen angehören, kann man auf die Beziehung zwischen der Erosionstätigkeit der March und den tektonischen Schollenbewegungen während des Pleistozän schliessen. Im allgemeinen sind die Terrassen an Stellen der tektonischen Elevationen — vor allem in der Elevation von Gajary—Šaštín (Terrassen bei Gajary und zwischen Závod und Borský Jur), und Abschnitte in der Láb—Lakšárer Elevation (Terrassen zwischen Plavecký Štvrtok und Malacky, und

zwischen Závod und Studienka) besser erhalten geblieben. Das könnte als Beweis dafür dienen, dass diese Abschnitte während des Pleistozän emporgehoben waren; dadurch waren die Terrassen aus dem Bereiche der Seitenerosion des March-Flusses, bzw. deren Zuflüsse befreit.

Die erwähnten Funde der Terrassenüberreste deuten darauf, dass die Erosionstätigkeit der March sich in östlicher Richtung bis zur Linie Borský Jur—Studienka—Malacky—Plavecký Štvrtok—Zohor erstreckte. Nach mehreren Forschern (Hromádka 1935; Zaťko 1942) hat die March während der Pleistozän-Zeit ihr Flussbett schrittweise in westlicher Richtung versetzt, wie dies gewissermassen auch die Lagerung der Terrassen bezeugt. Nach Hromádka (1935), der die March-Terrassen auf Grund ihrer Relativhöhen studierte und insgesamt fünf Terrassen mit Relativhöhen von 10, 20, 30, 50 und 70 m ausgliederte, sollen die höheren Terrassen älter und von der March mehr entfernt sein. Das sollte man auch als Beweis für die erosive Tätigkeit und Versetzung des Flussbettes der March in westlicher Richtung betrachten.

Allerdings erscheint uns die Situation im Lichte neuerer Forschungen viel komplizierter. Auf Grund der Analysen der petrographisch-mineralogischen Zusammensetzung der Terrassenschotter und -sande (D. Minaříková) und mit Hilfe der Rekonstruktion ihrer Entwicklungsbedingungen konnte man relativ verlässliche Kriterien für die stratigraphische Einstufung der Terrassen finden. So konnten wir feststellen, dass die Höhenverhältnisse der gleichaltrigen Terrassen manchmal ganz verschieden sind. Dasselbe gilt auch über deren räumlichen Verteilung. Zwei altpleistozäne Terrassen (östlich von Závod und südlich von Malacky) erstrecken sich auf kleineren beschränkten, hohenmässig beträchtlich gegliederten Abschnitten als Überreste, deren Relativhöhen zwischen 70 bis 10 m über dem Auniveau der March schwanken. Von den mittel- und jungpleistozänen Terrassen unterscheiden sie sich im allgemeinen durch feineres, besser sortiertes Material. Die Relativhöhe der mittelpleistozänen Terrassen (eine Doppelterrasse) beträgt zwischen 50 und 20 m, die der jungpleistozänen zwischen 3 und 15 m oberhalb des Flussniveau. Im allgemeinen erreichen die Terrassen in nördlichen Gebieten grössere Höhen, was über die intensive Emporhebung der nördlichen Abschnitte der Láb—Lakšárer und der Gajary—Šaštíner Elevation während des Quartärs zeugt. Sowohl die altpleistozänen Terrassen östlich von Závod, als auch die mittelpleistozänen Terrassen bei Borský Jur und Sekule fallen im allgemeinen steil nach Westen — der quartären Kúty-Depression zu. Das beweist, dass die höhenmässige Differentiation der Terrassen entweder generell durch einseitige Neigung der Schollen in Richtung zur Depression, oder durch deren abgestufte Sinkung bedingt war. Scharfe Sprünge der Abfallkurven der March, die aus der Basis der Terrassen konstruiert wurden, wie auch die Mässigung der entgegengesetzten Bewegungen im südlichen Teil der Niederung (etwa südlich von Malacky) deuten darauf, dass da die Sinkungsbewegungen dominierten.

Die erwähnten zwei altpleistozänen Terrassen im nördlichen Teil des studierten Gebietes sind auch in einer anderen Beziehung interessant: Überreste beider Terrassen befinden sich immer nebeneinander ohne Rücksicht auf ihre Entfernung von der March. So zum Beispiel östlich von Závod sind nebeneinander Überreste beider Terrassen in einer Höhe von 50 und 70 m, bzw. 40 und 50 m, bei der Gemeinde Závod in der Höhe von 10 und 30 m. Das zeugt davon, dass die Erosion dieser Terrassen und die tektonisch hervorgerufene höhenmässige Differentiation der Terrassen postaltpleistozänen Ursprungs ist und offensichtlich mit der Bildung der mittelpleistozänen Kúty-Depression im Zusammenhang steht.

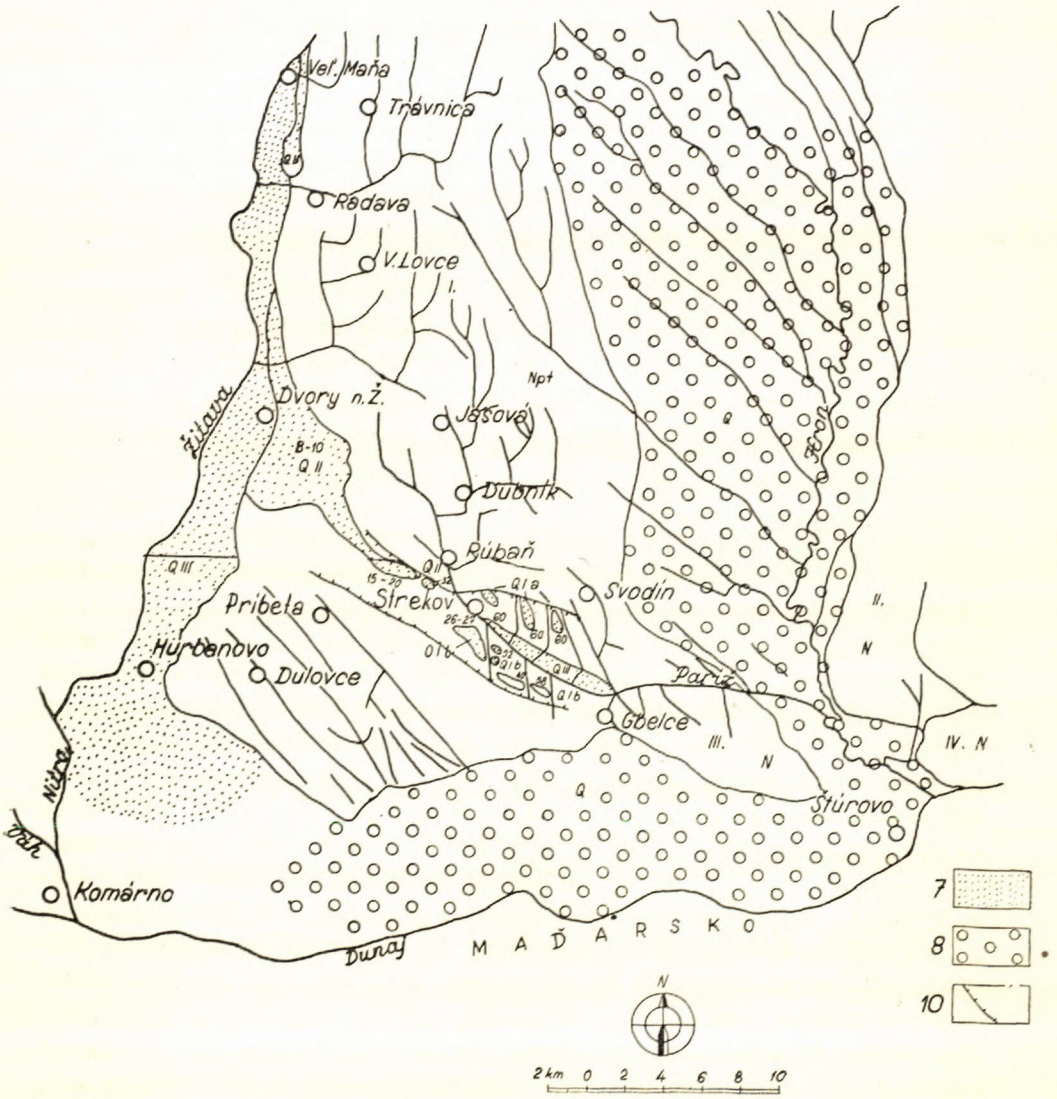
Neuere Forschungen haben eine Menge solcher neuer Tatsachen gebracht. Aber auch aus den bisher erwähnten Beobachtungen ist die enge Beziehung der angeführten quartären Senkungsgebiete zu den anliegenden Abschnitten, wie auch das sehr komplizierte tektonische Regime klar und deutlich; die tektonische Tätigkeit im Quartär war trotz ihrer relativ kürzeren Dauer im Quartär (gegenüber dem Neogen) nicht gemässigt, sondern in mancher Hinsicht noch ausdrucksvoller. Die angeführten Tatsachen zeugen auch davon, dass die Belebung der Bewegungen im Quartär (Altpleistozän) nicht nur in Gebieten der subsidenten Becken, sondern auch im ganzen übrigen Raume der Niederung zu verzeichnen war.

Quartäre tektonische Bewegungen in der Donau-Niederung
(mit besonderer Berücksichtigung deren SE Teiles; Abb. 5)

Die Donau-Niederung — ein Randteil des inneralpinen Donaubeckens „Kis Alföld" — nimmt einen umfangreichen Raum zwischen Bratislava bis zu Štúrovo an der ungarischen Grenze (mit ihren nördlichen Ausläufern längs der Flüsse Waag, Nitra, Žitava und Hron; siehe Abb. 1) ein. Mit dem Wiener Becken ist sie über den Durchbruch Devíner Pforte, mit dem ungarischen Alföld über den Vyšehrader Pass verbunden. Im Unterschied zu der vorher besprochenen Niederung Záhorská nížina ist sie morphologisch einheitlicher; ihre morphologische Teileinheiten (siehe Hromádka 1956) sind breit ausgedehnt mit allmählichen Übergängen zwischeneinander und mit gleichem Relief auf breiten Gebieten. Die Höhenunterschiede auf dem ganzen Gebiet dieser Niederung überschreiten kaum 100 m. Am besten geebnet ist die Donau-Tiefebene (Hromádka 1956) — junge Flussebene; relativ reicher gegliedert sind Löss-Hügellandgebiete (von Trnava, Nitra, Žitava und Hron) im nördlichen Abschnitt der Niederung, die voneinander durch Talaue, welche morphometrisch der Donauebene angehören, getrennt sind.

Der heutige Beckencharakter der Niederung mit dem Zentrum in der breiteren Umgebung von Komárno, stammt aus der Sarmat-(Pannon) Zeit (Seneš 1960), als es zur intensiven Subsidenz ihres südlichen Abschnittes kam, während die Nordgebiete, die bis dahin Sedimentationsräume bildeten, sich bereits stabilisiert

haben und zu Beckenrandgebieten wurden. Gegen Ende des Pannon kam es zur Beruhigung der Bewegungen, im Pont zu deren neuen Belebung und zur Sinkung des Zentralteils der Niederung. Damals entstanden auch neue N—S gerichtete Brüche (B u d a y 1962). Die Sedimentation dauerte da bis Ende des Pont, wobei sich der Sedimentations- (Sinkungs-) Raum immer mehr reduzierte, bis er sich im höheren Pliozän auf die Zentraldepression (etwa das heutige Gebiet



A b b. 5. Übersicht der quartären tektonischen Bewegungen im SE Teil der Niederung Podunajská nížina (zusammengestelt von A. Harčár).

der Grossen Schuttinsel — Žitný ostrov) und auf die Trnava—Blatno-Vertiefung beschränkte (Buday 1962).

Nach bisherigen Erkenntnissen setzte die intensive Subsidenz des überwiegenden Teiles der Zentraldepression der Donau-Niederung auch im Pleistozän fort (etwa im Umfange der Grossen Schuttinsel — Veľký Žitný ostrov), als sich da eine mächtige, örtlich auch über 200 m starke Schichtfolge der Donau-Schotter-Sandstein-Anschwemmungen abgesetzt hatte. Es handelt sich da also um ein synsedimentar subsidentes Becken, das auch während des Quartärs weiter gesunken war (in Fortsetzung der pont-levantischen Subsidenz). Bisher konnte eine eingehende stratigraphische Einstufung dieser Ablagerungen, die uns ermöglichen würde, diese Vermutungen zu bestätigen, nicht durchgeführt werden.

Neben der quartären Sinkung des Raumes der Grossen Schuttinsel hat man Äusserungen der quartären tektonischen Bewegungen auch auf mehreren anderen Abschnitten der Donau-Niederung festgestellt. In geologischer und somit auch in tektonischer Hinsicht am besten durchforscht wurde bisher der südliche Teil des Hron-Hügellandes (begrenzt etwa durch Flüsse Hron und Žitava; siehe Abb. 5). In seiner Mitte fliesst einer der grösseren Nebenflüsse Paríž. Zwischen einzelnen Abschnitten dieses Raumes bestehen ziemlich grosse morphologische Unterschiede, die sich auch im Charakter, Mächtigkeit und Bau der quartären Schichten abspiegeln.

Im südwestlichen Teil befinden sich flache Rücken und zwischen diesen trockene NW—SE gerichtete Täler; die meisten Rücken fallen mässig nach NW, während bei den Tälern sich zwei Abfallrichtungen geltend machen: in der südlichen Hälfte fallen sie in SE-Richtung, der Donau-Au zu, in der nördlicheren wiederum nach NW — dem Žitava-Tal zu. Manche Abschnitte sind asymmetrisch entwickelt, mit exponierten steilen Hängen (mit Fallen nach NE) ohne quartäre Decke. Die weniger steilen, mässigeren Abhänge sind mit Gehängeschutt bedeckt und nach NE geneigt. Bisher hat man angenommen, dass diese Täler hauptsächlich durch Deflation entstanden sind; offensichtlich berücksichtigte man dabei besonders ihre Richtung, die im wesentlichen mit der dominierenden Richtung der Winde während des Pleistozän (NW—SE) gleich war (Jaňšák 1953; Lukniš — Bučko 1953). L. Čepek (1938) zeichnet in diesem Gebiet Brüche auf, deren Richtung mit der der Täler parallel ist, als auch seismische Linien, längs welcher auch noch in historischen Zeiten intensive Erdbeben verzeichnet wurden. Demnach verlaufen durch das studierte Gebiet die NW—SE gerichteten Bruchlinien, längs welcher die erwähnten Täler entstanden waren. Im Pleistozän kam es längs dieser Linien auch zu Bewegungen der einzelnen Schollen, worauf auch die Höhenunterschiede zwischen einzelnen Rücken hinweisen. Die Existenz dieser aktiven Bruchlinien bezeugen auch die Süsswasserkalke, die sich wahrscheinlich aus den durch diese Brüche emporgestiegenen Wässern abgesetzt haben (Lukniš — Bučko 1953). Es handelt sich also um Täler, die auf den aktiven

NW—SE gerichteten Bruchlinien gegründet sind. Ihr Charakter (örtlich auch klimatische Asymmetrie) zeugt vom starken Einfluss des periglazialen Klimas auf ihre Entwicklung. Es handelt sich also um tektonisch praedisponierte und von Bewegungen beeinflusste periglaziale Täler.

Östlich von Dvory nad Žitavou in Richtung Strekov und Gbelce verläuft ein breites trockenes Tal parallel mit den oben erwähnten periglazialen Tälern. Es unterscheidet sich von ihnen nicht nur durch seinen Umfang, sondern auch durch Auftreten der Überreste von Žitava-Flussterrassen. Die Zugehörigkeit dieser Terrassen zum Žitava-Fluss ist bereits aus älteren Schriften bekannt (Kéz 1939; Ispaits 1943; Pécsi 1959; Kvitkovič — Lukniš — Mazúr 1956). Wir haben da im ganzen drei Schotter-Akkumulationen (im Profil Abb. 6 bezeichnet als Q Ia, Q Ib und Q II) festgestellt; die ersteren zwei gehören dem Altpleistozän, die dritte dem Mittelpleistozän an. In der Terrasse (Q Ib) hat man in der breiteren Umgebung von Strekov Vertebrata-Überreste gefunden, die Schmidt als *Coelodonta antiquilatis* Blumenbach 1807, *Alces (Alces)* Linnaeus 1758 und *Sus scrofa* Linnaeus 1758 bestimmte. Die Zugehörigkeit der Terrasse Q II zum Žitava-Fluss ist durch petrographische Analysen nachgewiesen worden (Minaříková). Wie es dem Profil (Abb. 6) zu entnehmen ist, ist die Relativhöhe der Basis der ältesten Terrasse (Q Ia) im ganzen Querschnitt vielmehr gleich (etwa 60 m oberhalb des heutigen Flussbettes von Žitava); ihre Höhe steigt also dem Strom abwärts. Bei der zweiten Terrasse (Q Ib) beträgt sie bei Strekov 26—27 m, südlich von Nová Vieska bereits 48—58 m. Es handelt sich da um Vertiefung des Terrassenuntergrundes gegenüber dem ursprünglichen Flussbett. Ähnliche Verhältnisse finden wir auch bei der mittelpleistozänen Terrasse, deren Relativhöhe sich stromabwärts bis zu Dvory nad Žitavou mässig reduziert, weiter in der SE Richtung steigert sich wiederum bis

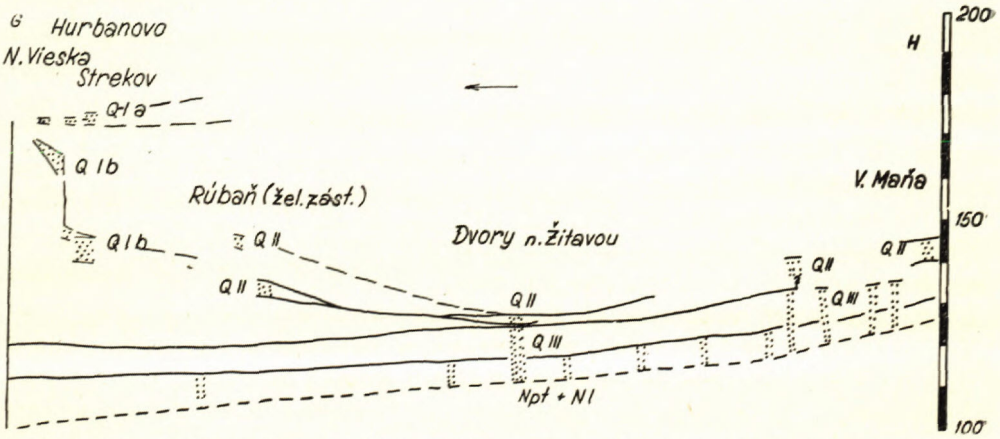


Abb. 6. Schematisches Längsprofil durch die Žitava-Terrassen im südlichen Teil des Hügellandes Hronská pahorkatina (zusammengestellt von J. Harčár).

auf 32 m (bei der Eisenbahnhaltestelle Rubáň). Die jungpleistozäne Terrasse (Q III) wurde bereits ausserhalb des heutigen trockenen Tales in südlicher Richtung von Žitava abgesetzt. Ihre Relativhöhe ist ziemlich beständig und beträgt 5—8 m. Der Bach Paríž, der das trockene Tal durchfliesst, hat eine jungpleistozäne Terrasse in einer ziemlich beständigen Höhe von 5—10 m abgesetzt. Daraus folgt, dass das trockene Tal durch Žitava-Fluss gebildet wurde, der da im Alt- und Mittelpleistozän floss und im Hron mündete. Gegen Ende des Mittelpleistozän hatte Žitava sein Flussbett ins Gebiet W von dem Hügelland Hronská pahorkatina versetzt, höchstwahrscheinlich infolge der tektonischen Bewegungen.

Als es damals zur intensiven Emporhebung des südlichen Teils des Hügellandes kam, konnte Žitava als der kleinste Fluss der Donau-Niederung diese Hebung nicht überholen und versetzte daher sein Flussbett ausserhalb des gehobenen Gebietes. Von der intensiven, einseitigen (schollenartigen) Hebung dieses Raumes zeugen ausser anderem auch die erwähnten Höhenverhältnisse in den Terrassenüberresten des Žitava-Flusses, welche dem Alt-bis Mittelpleistozän angehören und dem Strom aufwärts sanken. Vor der Versetzung des Žitava-Flussbettes bildete Paríž seinen linken Nebenfluss; dannach verlängerte Paríž seinen Lauf in Richtung des trockenen Tales, vertiefte es und im Jungpleistozän bildete da eine niedrige Terrasse.

Zum Unterschied von den zwei beschriebenen Abschnitten des südlicheren Teils von Hronská pahorkatina konnte man abweichende spezifische morphologische Verhältnisse im Gebiet östlich des Paríž-Baches in der Umgebung von Rubáň, Dubník, Veľké Lovce, Trávnica und Veľká Maňa beobachten. Dieser Abschnitt unterscheidet sich von den vorerwähnten bereits auf ersten Blick durch die Regelung seines Talnetzes und deren Form. Das Talnetz ist rechtwinkling geregelt (siehe Abb. 5) und N—S und W—E gerichtet. Einzelne Täler sind deutlich (im Querprofil) asymmetrisch, mit steilen Abhängen nach Norden und Westen. Im Gegensatz zu den SW Teilen des Gebietes, wo die Asymmetrie klimatisch bedingt ist (steile Abhänge nach Süden geneigt), in diesen Abschnitten ist sie auf tektonische Bewegungen zurückzuführen. Das Gebiet ist wahrscheinlich durch N—S und W—E Brüche durchkreuzt und in Schollen zerstückelt, mit dem Fallen nach S und SE. Die Schollenbewegungen dauerten auch im Quartär, was auch die Einteilung des Talnetzes und asymmetrische Formen der meisten Täler (die wahrscheinlich entlang der Bruchlinien, also am Rande der einzelnen Schollen liegen) bezeugt. Die Bewegungen längs der NW—SE Brüche sind älter als längs der N—S und W—E Brüche. Darauf deutet auch die Existenz der NW—SE verlaufenden Rückenüberreste, die von den N—S und W—E Tälern gestört und durchschnitten sind.

Ähnliche Verhältnisse wie im südlichen Teil des Hügellandes Hronská pahorkatina dürfen auch bei übrigen Hügelland-Gebieten der Donau-Niederung herrschen. Sie stellen (im Sinne der tektonischen Bewegungen) eigentlich Übergangs-

gebiete zwischen den subsidenten Gebieten (Žitný ostrov) und den emporgehobenen Gebirgsgeländen vor. Man kann deshalb vermuten, dass es auf diesem Übergangsgebiet (Hügelland) während des Pleistozän zwischen der synsedimentär intensiv gesunkenen Zentraldepression der Donau-Niederung und den anliegenden emporsteigenden Gebirgen zu ausgleichenden Schollenbewegungen gekommen war. Nach älteren Vorstellungen sollten die Hügelland-Gebiete gegen Ende des Pliozän bereits relativ stabilisiert sein (mit allgemeiner Tendenz zu positiven Bewegungen). Neuere Feststellungen zeigen, dass diese Gebiete auch während des Pleistozän noch weiter gegliedert wurden und dass die quartären tektonischen Bewegungen auch da noch eine gewichtige Rolle gespielt haben, wie das auch hiesige morphologische Verhältnisse und der Erhaltungszustand der Terrassenüberreste bezeugen.

Quartäre tektonische Bewegungen in der Ostslowakischen Niederung

Gegenüber beiden vorbesprochenen Niederungen — Záhorská und Donau- Niederung — bildet die Ostslowakische Niederung morphologisch eine einheitliche Ebene mit unbedeutenden relativen Höhenunterschieden. Hiesige Flüsse (Ondava, Topľa, Laborec und andere) haben breite, gegenseitig zusammenhängende Alluvialfluren mit breiten Agradationswallen geschaffen. Die allgemein eintönige, flächige Oberfläche der Niederung ist besonders im südlichen Teil durch verschiedene eolische Löss-Formen, besonders aber durch Sanddünnen und vereinzelte vulkanische Exoten bunter geworden. Die geologische Entwicklung wurde auch durch die vulkanische Tätigkeit beeiflusst, die mit der Subsidenz des ganzen Gebietes im Mitteltorton begann. Intensive, im allgemeinen subsidente Schollenbewegungen längs der Bruchlinien der karpatischen (NW—SE) und der Hornád (N—S) Richtung haben seinerzeit nicht nur die Subsidenz und Sedimentation, sondern auch den Vulkanismus vor allem in den Randgebieten der Niederund am Kontakte mit den anliegenden Gebirgen beeinflusst (siehe Abb. 8). Die mehrmaligen Vulkanausgüsse, verbunden mit der Belebung der Bewegungen im Neogen endeten mit Ausgüssen der Pyroxen-Andesit-Gesteine des Gebirges Vihorlat und Popričný (während der letzten Belebung der Bewegungen im höheren Pliozän — Levantien). Damals kam es zur Sinkung des östlichen Teiles der Niederung und des Vihorlat-Vorlandes, bildete sich ein umfangreicher Binnensee, in dem meistens Ton-Ablagerungen, im Vihorlat-Vorland wiederum kieselig-tonige Schichten sedimentiert haben.

Gegen Ende des Pliozän war das Relief der ostslowakischen Niederung grösstenteils geebnet. Es kam zur Beruhigung der tektonischen Bewegungen und zur Ebnung der Oberfläche. Darüber zeugen auch Überreste des geebneten oberpliozänen Reliefs, welche in Form von Ebenen im Gebirgsvorland (Vorgebirgsstufen) und im Trhovište—Hrabovec-Hügelland in einer Relativhöhe zwischen 80 und 100 m oberhalb der Niederung auftreten (K v i t k o v i č 1961).

Auf Grund der neuen Erkenntnisse, die wir während der systematischen Durchforschung des Quartärs erworben haben, besonders aus den nördlicheren Abschnitten der Niederung, vermuten wir, dass sich das vorquartäre Relief während der Pleistozän-Zeit beträchtlich geändert hatte. Während der überwiegende Teil des Gebietes unregelmässig sank, in anderen Abschnitten kam es zu verschiedenen Emporhebungen entweder der Randgebirge, oder der Horste inmitten der Niederung. Im nördlichen Teil sind zwei quartäre Depressionen mit syntektonischer Sedimentation bekannt, und zwar die von Michalovce-Sliepkovce und die Vihorlat-Vortiefe, deren Subsidenz während des Quartärs auch K v i t k o v i č (1961) erwähnt, ohne jedoch diese Bewegungen näher zu datieren.

Die *Michalovce—Sliepkovce-Depression* (siehe Abb. 7 und 8) erstreckt sich zwischen Topoľany und Sliepkovce (ihre südliche Begrenzung wurde bisher nicht einwandfrei beglaubigt). Von Osten her ist sie durch einen älteren NW—SE Čečechovce-Bruch und durch Horsthänge von Zalužice, und in Westen durch Abhänge des Trhovište—Hrabovec-Hügellandes begrenzt. Dieses Hügelland ist eigentlich eine tektonische Elevation, mit dem Fallen nach Süden (infolge ihrer einseitigen Sinkung dem Beckenzentrum zu). Die Depression ist mit etwa 60 m dicken quartären Schichten ausgefüllt. An der Oberfläche ist eine 4—10 m dicke Schicht von Lehmanschwemmungen mit Sapropel und Torf; darunter folgen fluviale Sande und Schotter mit zwei lehm-tonigen Zwischenlagen, die dem Pflanzeninhalt nach (Pollen) interglaziale Horizonte bilden (siehe Querschnitt, Abb. 7). Die Depression entstand im Altpleistozän (Mindel-Eiszeit); infolge der steigenden Stärke der Sinkungen während des Quartärs vergrösserte sich auch der Umfang der Depression. Aus der Riss-Eiszeit hat da E. Krippel mit Hilfe der palynologischen Analysen eine Kälte-liebende Flora festgestellt, im Gegensatz zu der Wärme-liebenden Flora, welche aus den erwähnten Interglazial-Horizonten stammt.

Die Intensität der Sinkungen steigerte sich auch im Jungpleistozän und Holozän, worüber auch mächtige holozäne Anschwemmungen mit Sapropel und Torflagen zeugen. Die Gesamttiefe der Sinkungen seit der Mindel-Eiszeit schätzen wir auf mindestens 60 m.

Die *Vihorlat-Vortiefe* ist jünger als die Michalovce—Sliepkovce-Depression. Sie ist durch einen begrabenen Horst in zwei Teile geteilt (siehe Querschnitt, Abb. 7). Der westliche Teil, etwa zwischen Biela Hora und Jovsa, bzw. Hnojné, ist mit einer 15—25 m dicken Schichtfolge lehmig-toniger und sandiger Sedimente mit Zwischenlagen proluvialer Schotter ausgefüllt. Zu intensiven Sinkungen kam es da gegen Ende des Pleistozän, und besonders im Spätglazial und Holozän. Davon zeugen begrabene Torf- und Sapropellagen, die in mehreren Schichten übereinander liegen und auch phytopaläontologisch belegt sind (E. Krippel). Jetzt ist das ganze Gebiet der Depression meistens sehr nass, mit jungen sich entwickelten Torf- und Gleyböden, was von der stetigen Subsidenz des Gebietes zeugt.

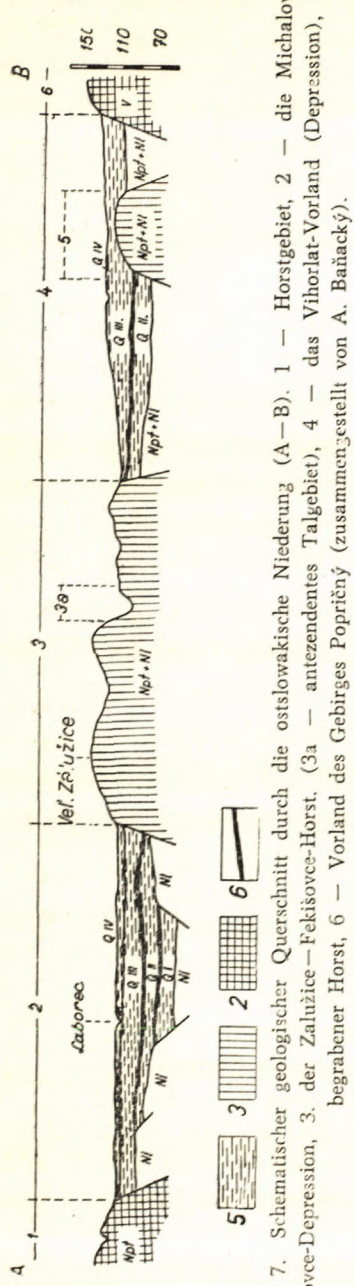


Abb. 7. Schematischer geologischer Querschnitt durch die ostslowakische Niederung (A—B). 1 — Horstgebiet, 2 — die Michalovce—Sliepkovce-Depression, 3. der Zalužice—Fekišovce-Horst. (3a — antezendentes Talgebiet), 4 — das Vihorlat-Vorland (Depression), 5 — begrabener Horst, 6 — Vorland des Gebirges Popričný (zusammengestellt von A. Bañacký).

Der östliche Teil der Depression reicht bis zu Tibava und Choňkovce und ist unter etwa 2—4dicken Decke der Gehängelehme, mit den durch Lehm gekitteten Vulkangeröllen und -blöcken ausgefüllt. Dieser Teil der Depression fing erst etwa in der Riss-Eiszeit sich zu formieren (zu sinken) und wurde gleichzeitig mit Gehänge- und Schuttablagerungen ausgefüllt, die aus den nahen Gebirgen Vihorlat und Popričný abgetragen wurden. Dieser Teil der Depression ist älter als der westliche, der sich im wesentlichen erst im Spätglazial und Holozän formierte.

Die beträchtliche Mächtigkeit der Holozän-Anschwemmungen nicht nur in diesen Depressionen, sondern in sündlicher Richtung praktisch in der ganzen Niederung spricht davon, dass die Niederung als Ganzes mit steigender Intensität sank. Infolge dieser Sinkungen wurden dann die beiden erwähnten Teildepressionen begraben und äussern sich daher morphologisch fast überhaupt nicht (sie wurden in den Bohrungen angetroffen). Gegenüber den Depressionen hat man, besonders in den Randgebieten der Niederungen, relativ stabilisierte Abschnitte festgestellt, die in Form von Erhöhungen bei Biela Hora, Zálužice und Fekišovce auftreten. Die Zálužice-Fekišovce-Erhöhung ist von einem antezendenten Tal durchschnitten (Kvitkovič 1961). Es handelt sich um Horste, die im Quartär emporgehoben wurden und aus den oberpliozänen Sedimenten gebaut sind; manche von ihnen sind von quartären Ablagerungen überdeckt (siehe Abb. 7 — Querschnitt A—B). Auch dies kann man als Beweis der intensiven jungen Subsidenz der Niederung betrachten.

Wir sehen also, dass in der Ostslowakischen Niederung gewissermassen von den westslowakischen (Záhorská und Donau-Niederung) Depressionen abweichende, spezifische Ver-

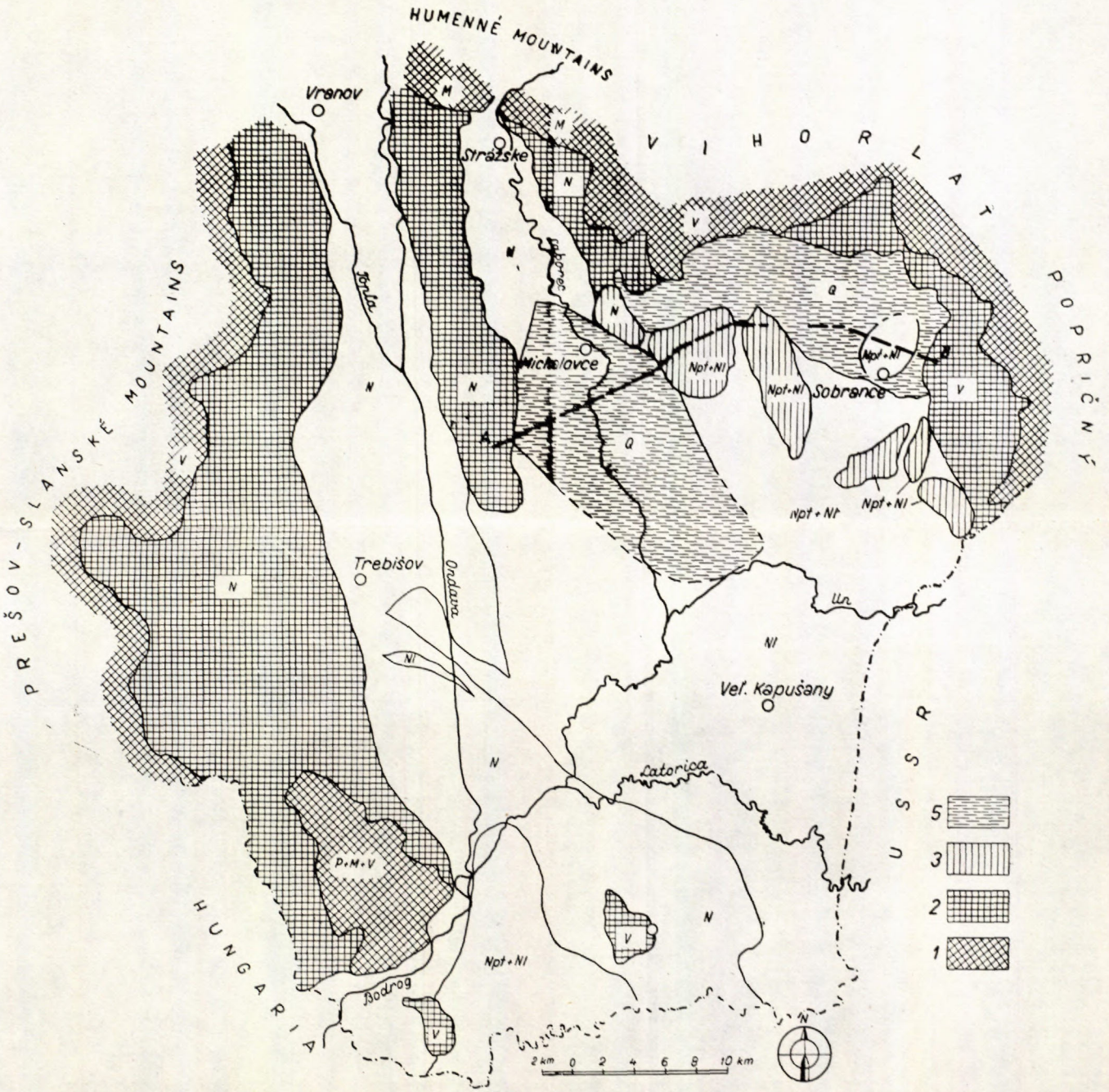
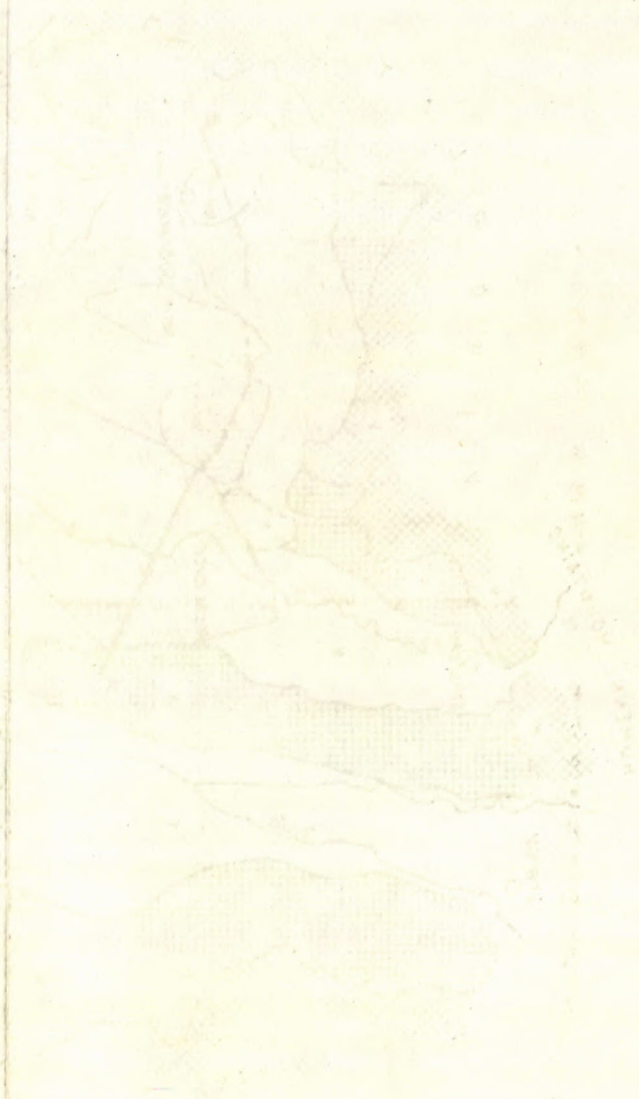


Abb. 8. Übersicht der quartären tektonischen Bewegungen in der Ostslowakischen Niederung (zusammengestellt von A. Baňacký).



hältnisse herrschten. Neben den synsedimentären quartären Depressionen hat man da auch intensive junge (Würm-Holozän) Subsidenz des ganzen Raumes der Niederung festgestellt, die zur Ansammlung mächtiger lehmiger und feinsandiger Anschwemmungen und zum Ausgleich (Ebnung) der Oberfläche führte.

Zusammenfassung

Unsere neueren Erkenntnisse über die quartären tektonischen Bewegungen und deren Einfluss auf die Entwicklung der slowakischen Niederungen kann man in folgenden Punkten zusammenfassen: Im Quartär handelt es sich vor allem um die *Forstsetzung des sehr komplizierten tektonischen Regimes aus dem Neogen,* wobei auch die Schollenbewegungen mit unverminderter Intensität weiter vor sich gingen. Im Allgemeinen kann man da von zwei Typen der Bewegungen sprechen: 1. intensive synsedimentäre Sinkungen der Depressionen (Sološnica, Pernek, Zohor—Marchegg und Kúty-Depression in der Niederung Záhorská nížina; Žitný ostrov in der Donau-Niederung und die Michalovce—Sliepkovce Depression und das Vihorlat-Vorland in der Ostslowakischen Niederung), und 2. um relativ langsamere Ausgleichsbewegungen der Schollen auf Gebieten zwischen den Depressionen und den Randgebirgen. Bisher haben die meisten Autoren, die sich mit der quartären Tektonik beschäftigen, die quartäre synsedimentare Subsidenz (zum Beispiel der Grossen Schuttinsel — Veľký Žitný ostrov) als die Fortsetzung der im Pont und im höheren Pliozän begonnenen Bewegungen betrachtet. Aus neueren stratigraphischen Studien folgt, dass es sich da meistens um eine *erst im Quartär beginnende Subsidenz* handelt. So zum Beispiel die Sološnica- und Pernek-Depression in der Záhorská nížina und die Michalovce—Sliepkovce-Depression in der ostslowakischen Niederung begannen im Altpleistozän (Mindel-Eiszeit), die Kúty- und Zohor—Marchegg-Depression in Záhorská nížina und das Vihorlat-Vorland in der Ostslowakischen Niederung gar erst im Mittelpleistozän zu sinken. Die Intensität der Subsidenz ist am besten durch die Mächtigkeit der Quartär-Schichten in den Depressionen veranschaulicht. Daraus folgt, dass die Sinkung der Záhorská nížina in dem Zeitabschnitte Mindel-Rezent mehr als 100 m, von der Riss-Eiszeit an über 50 m beträgt. Vor Beginn der Subsidenz herrschte gegen Ende des höheren Pliozän und im ältesten Pleistozän eine relativ ruhige tektonische Pause mit *Erosion* und *Denudationstätigkeit,* wodurch die ältesten Quartär-Ablagerungen abgetragen wurden. Dieser älteste Quartär-Zeitabschnitt ist in den Westkarpaten entweder überhaupt nicht, oder nur durch unbedeutende, stark reduzierte Überreste (Hochterrassen der Flusstäler) vertreten. Hie und da sind auch spezifische Sedimente — z. B. Travertine — anzutreffen. Auch diese Tatsachen zeugen von der Verstärkung der tektonischen Bewegungen erst in diesen Zeitabschnitten — sonst wäre Altpleistozän in den syntektonischen Depressionen vertreten (bisher hat man es nicht festgestellt).

Relativ langsamere Ausgleichsbewegungen der Schollen konnten die Mächtigkeit der Quartär-Ablagerungen und deren genetisch-lithologischen Charakter nicht wesentlich beeinflüssen. Sie führten zu vertikalen postgenetischen (postsedimentären) Verschiebungen einzelner tektonischer Elemente der quartären geologischen Gebilde; dadurch ist das Relief bunter und die Relativhöhen bei den Terrassen grösser geworden, wodurch auch die Denudation verstärkt und beschleunigt wurde. Diese Erscheinungen sind am besten durch den überwiegend erosiven Charakter des Reliefs der Záhorská nížina und der nördlichen Teile der Donau-Niederung (Hügelland) illustriert. Das erosive Relief wird von einem „fremden Element" — nämlich von den eolischen Ablagerungen — beträchtlich verwischt. Bei diesen Bewegungen handelt es sich um *Ausgleichsbewegungen der Schollen* am Rande der subsidenten Becken. Darüber zeugt auch die Beziehung zwischen ihren einzelnen Sinkungsphasen und den Sinkungsphasen der Depressionen. So zum Beispiel in der Niederung Záhorská nížina hängt die Emporhebung der altpleistozänen Terrassen in die Relativhöhen von 70 m mit der Sinkung der Sološnica- und Pernek-Depression zusammen, welche mit der relativen Hebung der Láb—Lakšárer Elevationszone (deren nördlichsten Teiles) verbunden war. Das bezeugt auch der Niveau-Ausgleich der eolischen Sande in den Depressionen mit Terrassensanden; es wurde festgestellt, dass Flugsande der Mindel-Eiszeit in den Depressionen aus der höheren altpleistozänen March-Terrasse stammen (Minaříková). Ähnlichen Zusammenhang sieht man auch zwischen der Sinkung der Zohor—Marchegg und der Kúty-Depression und der Hebung der mittelpleistozänen Terrassen bei Borský Jur (siehe Abb. 4 — Profil E—F), wo es sich offensichtlich um entgegengesetzte Bewegungen (Hebung) eines Teiles der Gajary—Šaštín-Elevation handelt.

Wie bereits erwähnt, wurde auch der südliche Teil des Hügellandes Hronská pahorkatina im höheren Altpleistozän einseitig emporgehoben, was sich in der Höhendifferentiation bei einzelnen Terrassenüberresten (Q Ib) im alten Flussbett der Žitava abspiegelt. Es handelt sich um Bewegungen, die im Pleistozän begannen und gedauert haben und mit unregelmässiger Stärke verliefen. Es ist wahrscheinlich, dass auch die Quartär-Schichten von Žitný ostrov, die bisher nicht eingehend studiert wurden, gleichzeitig mit den synsedimentar gesunkenen Gebieten der Záhorská nížina und der Ostslowakischen Niederung im Altpleistozän abgesetzt wurden. Es dürfte sich also auch in diesem Falle um keine ununterbrochene Subsidenz in der Pont-Levantien-Pleistozän-Zeit handeln.

Geologisches Institut D. Štúr,
Bratislava

SCHRIFTTUM

[1] Čepek L., 1938: Tektonika Komárenské kotliny a vývoj podélného profilu čs. Dunaje. Sborník SGÚ XII, Praha. — [2] Hromádka J., 1929: Průlom dunajský a půda Bratislavy. Bratislava roč. 3. — [3] Hromádka J., 1935: Zemepis okresu Bratislavského a Malackého. Vlast. sbor. okresu Bratislavského a Malackého II, Bratislava. — [4] Janáček J., 1961: Vysvětlivky geologické mapy 1:50 000, list Michalovce. Manuscript; Geofond Bratislava. — [5] Kéz A., 1939: A Duna balparti terasszai Komárom és Szob között. Földt. Közlemény, Budapest. — [6] Kvitkovič J., 1961: Príspevok k poznaniu neotektonických pohybov vo Východoslovenskej nížine a priľahlých oblastiach. Geografický časopis XIII/1, Bratislava. — [7] Kvitkovič J. — Lukniš M. — Mazúr E., 1956: Geomorfológia a kvartér nížin Slovenska. Geografický časopis VIII/2, Bratislava. — [8] Küpper H., 1953: Uroberfläche und jüngste Tektonik im südlichen Wiener Becken. Verlag Hollinek, Wien. — [9] Lukniš M. — Bučko Š., 1953: Geomorfologické pomery Podunajskej nížiny v oblasti medzi Komárnom a Novými Zámkami. Geografický časopis V/3—4, Bratislava. — [10] Lukniš M. — Mazúr E., 1959: Geomorfologické regiony Žitného ostrova. Geografický časopis XI/3, Bratislava. — [11] Minaříková D., 1963: Mineralogicko-petrografická charakteristika kvartérních sedimentů jižní části Záhorské nížiny. Geologické práce, Zoš. 64, Bratislava. — [12] Minaříková D., 1964: Mineralogická studie eolických písků Záhorské nížiny. Geol. práce, Zprávy 35, Bratislava. — [13] Vaškovská E., 1963: Niektoré nové poznatky o eolických pieskoch južnej časti Záhorskej nížiny. Geologické práce, Zoš. 64, Bratislava. — [4] *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, listy (1962—1964):* Wien—Bratislava, Čalovo, Nové Zámky, Košice, Snina, Nitra, Trebišov, Čierna n. Tisou.

I. CICHA—F. CHMELÍK—F. PÍCHA—Z. STRÁNÍK

EINE NEUE TEKTONISCHE EINHEIT DER ÄUSSEREN KARPATEN IN SÜDMÄHREN

Auf Grund der neuen Untersuchungen in den äusseren Karpaten in Südmähren definieren wir eine neue tektonische Einheit — *die Pouzdřany-Einheit.* Sie tritt in einem verhältnismässig schmalen Streifen vor der Stirn der Ždánice-Decke (ungefähr zwischen Strachotín und Nesvačilka) an die Oberfläche. Ihre Fortsetzung in Richtung Slavkov (NNE) ist Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Schon E. Suess (1909), O. Abel (1910), A. Rzehak (1923), Vl. Pokorný (1947, 1956, 1960) ua. machten auf einen Streifen besonderer Gesteine an der Stirn der Ždánice-Einheit aufmerksam. Die erwähnten Forscher gaben eine grobe stratigraphische Gliederung dieser Schichten — verbanden sie jedoch mit den Gesteinen der Ždánice-Einheit („Ždánice-Flysch"). Auf die Möglichkeit der Ausgliederung dieses Streifens als selbständige tektonische und stratigraphische Einheit machten zuerst F. Chmelík — A. Matějka (1960) und in J. Kalášek et al. (1963) aufmerksam. Sie wiesen ebenfalls auf die nahen Beziehungen zum autochthonen Oligozän hin, der unter dem Neogen der Karpatischen Vortiefe und der Decke der Ždánice-Einheit in Tiefbohrungen angetroffen wurde. Es wurde von der Möglichkeit, vielmehr Voraussetzung ausgegangen, dass diese Zone ein Fragment der inneren Zone des autochthonen Oligozäns darstellt, der durch die späteren Deckenbewegungen an der Stirn der Ždánice-Decke hinausgeschleppt wurde. Später bezeichnete D. Andrusov (1961) diesen Streifen als „Pouzdřany-Zone", wobei er diese als eine Fortsetzung der subalpinen Elemente, ev. der intraalpinen Molasse in den Karpaten Südmährens hielt. Die selbständige Stellung der Pouzdřany-Einheit geht weiter aus den ausführlichen Untersuchungen von Cicha — Holzknecht (1963) und den Arbeiten von Benešová — Cicha — Pícha — Řeháková — Stráník (1963), Pícha — Stráník (1963) und Ci-

cha — Pícha (1963) hervor. Für die Pouzdřany-Einheit ist vor allem die Schrift von Cicha — Chmelík — Pícha — Stráník (1964) grundlegend.

Stratigraphie

Auf Grund des heutigen Standes der Forschungen unterscheiden wir in der Pouzdřany-Einheit folgende Schichten: 1. Pouzdřany-Schichten (Obereozän?, Unteroligozän, Rupel — Chatt); 2. Boudky-Schichten (Aquitan); 3. Křepice-Schichten* (oberes Untermiozän?)

Pouzdřany-Schichten

Die Pouzdřany-Schichten entsprechen im Grunde genommen den sog. *„braunen Pouzdřany* (Pausramer)*-Mergeln"*, die schon von Rzehak (1895) definiert wurden. Die Frage ihrer stratigraphischen Stellung gehörte zu den meist diskutierten Problemen.

Hörnes erklärte die aus diesen Schichten stammende Fauna, für Miozän; Oppenheim (1922) stellte sie auf Grund der monographischen Mollusken-Bearbeitung in das Unteroligozän. Rzehak (1923) stützt sich auf diese Feststellung und stellt seine Němčicer-Schichten in ihrer typischen Ausbildung mit dem Pouzdřany (Pausramer)-Mergel in das Unter-Oligozän. Zum Altersproblem der Pouzdřany-Schichten bringt einige Angaben Zapletal. Er stellt sie in das unterste Oligozän (1930), später (1932) in das Lutet bis Auvers, 1946 hält er sie teilweise mit dem Obereozän von Hustopeče ident. Pokorný (1947) stellt die sog. Němčice-Schichten (incl. Pouzdřany-Mergel) in das Mittel- bis Obereozän. Stejskal (1949) schliesst das obereozäne bis unteroligozäne Alter dieser Schichtenfolge nicht aus. Vašíček (1951) stellt die Pouzdřany-Schichten in das Miozän. Pokorný (1953) fasste die älteren Ansichten zusammen und drückte sich kritisch zu Vašíčeks Ansicht aus. Er beruft sich auf T. Fuchs, der aus dieser Schichtenfolge obereozäne und unteroligozäne Arten bestimmte. Im Jahre 1954 beschrieb Pokorný ausführlich die Fauna der sog. *„brauen* und *grauen"* Pouzdřany-Mergel. Die brauen Margel stellt er in das Obereozän. Weiter macht er darauf aufmerksam (gleichfalls wie R. Grill, 1947), dass diese Schichten enge faunistische Beziehungen zum sog. *Kisceller Ton,* der dem Unteroligozän angehört, aufweisen. Gleichzeitig fügt er hinzu, dass sie der obereozänen *Bolivina-Zone* im Kaukasus (Korobkov 1961) entsprechen. Die sog. graue Pouzdřany-Mergel — in unserer Auffassung die Boudky-Schichten (Aquitan) — stellt er vorläufig in das obere Oligozän (Rupel — Stamp).

Im Jahre 1956 stuft Pokorný die braunen Pouzdřany-Mergel in das Obereozän ein und fasst sie als einen Äquivalent der *Bolivina-Zone* auf. Die Diatomite im Hangenden fasst er als eine Fazies der Menilitschiefer auf. Im Jahre 1960 kommt Pokorný zur Feststellung, dass die braunen Pouzdřany-Mergel dem unteren Oligozän entsprechen.

Chmelík — Matějka (1960) führen die Bezeichnung Pouzdřany-Schichten ein und stellen sie auf Grund der faunistischen Bestimmungen von E. Hanzlíková in das Obereozän bis Unteroligozän. Die sog. *bunten Tone* (Pokorný 1960) aus Pouzdřany im Hangenden der

---

* In die Literatur wurde von J. Stejskal (1933) die Bezeichnung *Křepice-Konglomerate* für Konglomerate des vermutlichen unteren Teils der Ždánice—Hustopečer Schichtenfolge eingeführt. Da diese Bezeichnung jedoch Konglomerate verschiedener stratigraphischer Stellung enthält (Eozän — Quartär), wurde vom Gebrauch dieses Termins Abstand genommen.

Diatomite stellen sie zum höheren Teil der Pouzdřany-Schichten. Cicha — Holzknecht (1963) revidieren die älteren Ansichten. Auf Grund der mikrofaunistischen Untersuchungen der Bohrungen aus dem Gebiet von Pouzdřany kommen sie zur Schlussfolgerung, dass die braunen Pouzdřany-Mergel vor allem dem Rupel und Chatt entsprechen. Das autochthone Oligozän in der Bohrung Nesvačilka 1 stellen sie in das Unteroligozän.

In letzter Zeit wurden im Gebiet der Pouzdřany-Einheit ausführliche geologische Untersuchungen, die durch Bohrungen ergänzt wurden, durchgeführt. Diese brachten eine Reihe neuer Daten, die die Ansichten über die Stratigraphie und den Bau dieser Einheit bedeutend erweiterten. Die Pouzdřany-Schichten enthalten in unserer Auffassung Unteroligozän, Rupel und Chatt. Die Anwesenheit des Obereozäns ist zum Teil noch problematisch.

In den Pouzdřany-Schichten kommen zwei fazielle Entwicklungen vor: 1. die *kalkige*, 2. die *kalklose* Entwicklung. Die kalkige Entwicklung ist älter und umfasst das problematische Obereozän, das Unteroligozän, sowie das Rupel — Chatt. Die kalklose Entwicklung ist fingerförmig mit der kalkigen verzahnt und tritt nur in den höheren Lagen der Pouzdřany-Schichten auf, wobei sie am wahrscheinlichsten dem Chatt entspricht.

Die kalkige Entwicklung wird von schokoladenbraunen, dunkel graubraunen, bräunlichgrauen und rosafarbig braunen, selten graugrün gestreiften und gefleckten, schwächer sowie stärker sandigen, kalkigen und stark kalkhaltigen, schwach glimmerigen, weichen, sowie festeren Tonsteinen mit stückförmiger Absonderung gebildet. Die weicheren und härteren Tonstein-Typen wechsellagern miteinander in einigen Lagen, die eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis einigen Metern erreichen. Nur ganz vereinzelt wurden schwache Schichten weisslichgrauer Sande und kleinere Pelokarbonatkonkretionen und Einlagen festgestellt. Charakteristisch ist für die meisten Tonsteine das Vorkommen einer reichen Mikro- und einer kleinen Makrofauna. Die Fauna konzentriert sich in unregelmässigen Streifen und stärkeren Lagen. Stellenweise, vor allem am Übergang in die kalklose Entwicklung, kommen auch Gipskristalle und grössere Gipsaggregate vor.

Die kalkige Entwicklung ist vor allem an der Stirnzone der Pouzdřany-Einheit verbreitet die durch das Alluvium des Flusses Svratka verdeckt wird. An die Oberfläche tritt sie im südlichen Teil der Gemeinde Pouzdřany und zwar auf der Typuslokalität „Vinné sklepy".

Die kalklose Entwicklung ist von lithologischer Hinsicht betrachtet eine sehr bunte Entwicklung. Pokorný (1960) bezeichnete sie als *„bunte Tone"*. Ausser verschiedenen Tonstein-Typen enthält sie auch Diatomit-Einlagen und Squaliden-Sandstein-Körper. Ähnlich wie bei der kalkigen Entwicklung handelt es sich auch hier um eine überwiegend pelitische Entwicklung. Sie wird von hellbraunen, graubraunen, rosafarbigen und violettfarbigen kalklosen, oder schwach kalkigen glimmerigen Tonen und weichen, sowie härteren Tonsteinen mit Gips

und gelben Schwefelblüten gebildet (die Tonsteine weisen eine splitterförmige Absonderung auf). Sie wechsellagern mit einigen dm- bis Meter-mächtigen Lagen grauer, grüngrauer, gelbgrüner, kalkloser, oder schwach kalkiger Tonsteine (häufig gipshaltig) ab. In untergeordneter Menge, und nur in den schwächeren Lagen, kommen violettgraue, schuppenförmig abgesonderte, stark fein-glimmerige, kalklose Tonsteine mit Fischschuppen vor. Stellenweise treten laibförmige Konkretionen und linsenartige Einlagen bläulichgrauer Dolomite und kalkiger Dolomite auf. Als Typuslokalität der kalklosen Entwicklung bezeichnen wir den Einschnitt der Svratka westlich von Uherčice.

Im Strasseneinschnitt Velké Němčice—SST Zeleňák östlich von Boudky, und nördlich der Pouzdřany-Mühle kommen linsenförmige Lagen weisslichgrauer, braungrauer, schwach und stark kalkhaltiger *Diatomite* und *Diatomit-Tonsteine* und Einlagen gelblicher und bräunlicher opaliger *Hornsteine*, und Konkretionen, sowie schwächere Bänke hellgrauer *Dolomite* vor.

In den Übergangsschichten kommen zwischen der kalkigen und kalklosen Entwicklung lokal Körper der sog. *Squaliden-Sandsteine* und *-Konglomerate* vor. In Tagesaufschlüssen kann man sie in der Umgebung der SST Boudky und SST Zeleňák sehen. Weiter wurden sie in einigen Bohrungen im südlichen Teil der Pouzdřany-Einheit bei Pouzdřany (z. B. Cf 300 Mš-85, 58, 65) festgestellt. Die Squaliden-Sandsteine und -Konglomerate bilden einerseits mächtigere linsenförmige Körper (einige 10 Meter mächtig), anderseits schwächere unregelmässige Einlagen und Streifen in einer Schichtenfolge, an derer Zusammensetzung sich graugrüne, dunkelgraue, graubraune, stark kalkhaltige Tone, kalklose Tone und weiche Tonsteine mit Gips beteiligen. Die Sandsteine sind im frischen Zustande dunkelgrün und graugrün, stellenweise rotbraun und violett, unregelmässig gestreift. Im angewitterten Zunstande sind sie rostbraun, schwach kalkig oder kalklos, meistens leicht zerfallbar, seltener fest (die rotbraunen). Selten enthalten sie Gehäuse-Fragmente einer Makrofauna.

Die Sandsteine sind mittelkörnig bis fein-konglomeratig, stellenweise gehen sie in feinkörnige Konglomerate über. Im klastischen Material überwiegen Quarz und Felspäte, in untergeordnetem Masse kommen auch Fragmente granitischer Gesteine und Quarzite vor. Die Sandsteine und Konglomerate besitzen eine tonige Matrix mit reichem, oder überwiegenden Glaukonit (5—50 %). Häufig gehen sie in stark sandige glaukonitische Tonsteine, oder Tonsteine mit einer kleinen Schotterbeimenge über. Vor allem die mächtigeren Lagen besitzen eine ungleichkörnige Zusammensetzung und enthalten Sandsteine, kleinkörnige Konglomerate und sandige Tonsteine.

Die „Squaliden-Sandsteine" wurden früher entweder an die Basis der Němčice-Schichten (Rzehak 1922; Pokorný 1947), oder in das Miozän (Paul 1893; Cicha—Paulík Erläuterungen zur geol. Karte Brno 1 : 200 000) oder in das Oberoligozän (Cicha — Pícha 1963) gestellt.

Von faunistischer Hinsicht ist es möglich in den Pouzdřany-Schichten mehrere stratigraphische Zonen zu unterscheiden. Für die obereozäne Fauna sind vor allem

Globigerinapsis index (Finlay) und *Anomalina arcuata* Liszka charakteristisch. Sie wurde in kleinen Resten der Pouzdřany-Schichten östlich von Boudky, im Profil des Eisenbahneinschnittes zwischen Popice und Pouzdřany und in der Bohrung Cf-30; Mš-79 (in der Tiefe 106—110 m) bei Pouzdřany festgestellt. Die erwähnten Reste kommen in der Fazies der braunen Pouzdřany-Schichten vor. Faunistisch weisen sie den gleichen Charakter auf, wie die Zone mit *Globigerinapsis index* in der Ždánice-Einheit. Die Fauna ist verhältnismässig schlecht erhalten, sodass die Möglichkeit einer Umlagerung nicht ausgeschlossen werden kann.

Etwas jüngere Schichten (mit *Globorotalia cocoaensis* Cushman und *Globigerina dissimilis* Cushman et Bermudes) wurden in der Bohrung Ž-33 in der Tiefe 25—27 m angetroffen. Die Faunenvergesellschaftung wird in regionaler Hinsicht an die Grenze Eozän — Oligozän gestellt. Es handelt sich um braune kalkige Tonsteine mit Einlagen graugrüner Tonsteine, die denen der Pouzdřany-Schichten nahestehen.

Die Zugehörigkeit der obereozänen Schichten und der Schichten aus der Grenze Eozän — Oligozän ist vor allem durch ihren lithologischen Charakter zur Pouzdřany-Einheit begründet.

Die höheren Schichten, die auf jeden Fall der Pouzdřany-Einheit gehören, entsprechen der Zone, die durch das häufige Vorkommen von *Globigerina ampliapertura* Bolli, *Globigerina oligocenica* Blow et Banner, *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, *Globigerina praebulloides occusa* Blow et Banner, *Globigerina praebulloides leoryi* Blow et Banner, *Globigerina sp.*, seltener *Globigerina ciperoensis angustiumbilicata* Bolli, *Globigerina officinalis* Subb., *Epistommina elegans* (d'Orb.), *Bolivina antegressa* Subb., *Dentalina fissicostata* Gümbel, *Nodosaria sp.* 1 Pokorný, *Uvigerina* aff. *sp.* 1 Pokorný (1960) charakterisiert wird.

Wie die Ergebnisse der Bohrung Cf-Mš-78 zeigen, tritt im Hangenden eine Assoziation auf, in der *Globigerina ampliapertura* sehr selten vorkommt. Von den planktonischen Foraminiferen wurden in grösserer Menge *Globigerina praebulloides leoryi* und *Globigerina praebulloides praebulloides* verzeichnet. Für das Benthos ist vor allem die Anwesenheit der erwachsenen Vertreter der Gattung *Vaginulopsis*, vor allem *Vaginulopsis asperula* (Gümbel), *Vaginulinopsis kressenbergensis* (Gümbel), weiter dann *Bulimina sculptilis* Cushman, *Uvigerina hantkeni* Cushman & Edwards, *Bolivina semistriata* Hantken, *Bolivina budensis* Hantken und vor allem *Bolivina antegressa* Subb. wichtig. Die Vergesellschaftung wird noch durch die bedeutungsvollen Arten *Planulina costata* Hantken, *Biapetorbis alteonica* (Pokorný), *Svratkina perlata* (Andreae) ua. ergänzt. Dieser Zone entspricht auch die klassische Lokalität der braunen Pouzdřany-Schichten „Vinné sklepy" bei Pouzdřany.

Wie die bisherigen Untersuchungen zeigen, sind Schichten mit diesen Vergesellschaftungen, die durch das massenhafte Vorkommen der Arten *Cyclammina rotundidorsata* (Hantken) und *Cyclammina acutidorsata* (Hantken) charakterisiert sind, durch allmähliche Übergänge verbunden. Diese erinnern schon stark an die Assoziationen der IV. und II. Zone der Kisceller Mergel des Rupels in den intrakarpatischen Depressionen in Ungarn.

Die Faunen der unteren Teile Pouzdřany-Schichten (die Zone mit *Globigerina oligocenica, Globigerina ampliapertura)* nähern sich z. B. dem unteren Oligozän der *Häringer Schichten* und zwar den Schichten im Hangenden der bituminösen Mergel und kohleführenden Schichten. Auf Grund der planktonischen Fauna ist es möglich, den unteren Teil der Pouzdřany-Schichten zumindest zum Teil mit dem autochthonen Unteroligozän des Vranovice- und Nesvačilka-Grabens zu vergleichen. Das Benthos ist jedoch (wahrscheinlich wegen der unterschiedlichen faziellen Verhältnisse) andersgestaltet. Wir parallelisieren daher die Zone mit *Glob. oligocenica* und *Glob. ampliapertura* der Pouzdřany-Einheit (im regionalen Sinne) mit dem Unteroligozän des inneralpinen Tertiärs, im weltweiten Massstabe sodann mit der Zone mit *Globigerina oligocenica.* Die Entwicklungen mit *Cyclammina acutidorsata* und *C. rotundidorsata, Bolivina antegressa* stellen wir an die Grenze des unteren und mittleren Oligozäns.

Im Hangenden folgt die Zone mit *Globorotalia permicra* Blow et Banner, höher dann die Assoziation mit *Globorotalia opima opima Bolli.* Verhältnismässig häufig kommt hier *Globigerina preabulloides occlusa* Blow et Banner, *Glob. officinalis* Subb., *Glob. praebulloides praebulloides* Blow, *Glob. venezuelana* Hedberg vor. In einigen Lagen finden sich öfters auch *Uvigerina hantkeni* Cushman et Edwards, *Planularia nummulitica* Hantken, *Bolivina fastigia* Cushman, *Bolivina plicatella* Cushman. In der Globorotalien-Zone kommen schon häufiger pyritisierte Faunen vor. Sie wurden in einer grösseren Verbreitung in den Schichten mit *Globigerina praebulloides praebulloides, G. prebulloides occlusa, G. dissimilis* mit einem typischen Benthos mit *Virgulinella pertusa* (Rss.), *Globobulimina sp., Chilostomella div. sp., Florilus boueanus* (d'Orb.), *Siphonina reticulata* (Czjzek), *Angulogerina sp.* ua. gefunden. Im höheren Oligozän (von der Globorotalia-Zone an) tritt in einigen Lagen auch eine Otolithenfauna auf, von der R. Brzobohatý (1963) folgende Arten bestimmte: *Bregmaceros catulus* (Schubert), *Ot. (Myctophydarum)* cf. *kokeni* (Procházka), *Myctophum excavatum* (Šulc), *Myctophum sp., Ot. (Cyprinodontidarum) n. sp., Argentina* cf. *parvula* (Koken), *Ot. (Argentinidarum) sp., Solca guestfalica* Koken, *Clupea sp., Otholites* (inc. sed.) *sp.* Diese Fauna stellt R. Brzobohatý in das Rupel-Chatt.

Die Vergesellschaftungen mit der pyritisierten Fauna werden dem Hangenden zu durch Assoziationen, in denen *Bulimina elongata* und *Caucasina sp.* überwiegt, abgewechselt. Das Plankton ändert sich grundsätzlich nicht — nur ganz

vereinzelt wurden *Globigerinoides quadrilobatus* d'Orb. und *Cassigerinella boudecensis* Pokorný angetroffen. Diese Fazies geht dem Hangenden zu (laterale Übergänge wurden eindeutig nicht erwiesen) in eine Schichtenfolge über, die durch das häufigere Vorkommen glaukonitischer Sande (Squaliden-Sande) charakterisiert wird, und nach heutigen Kenntnissen die marine Sedimentation der Pouzdřany-Schichten beendet. Hier gehören zu den bezeichnendsten Arten: *Coryphostoma* aff. *tereta* (Cushman), *Coryphostoma hentyana* (Chapman), *Almaena osnabrugensis* Münster, *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Bolivina plicatella* Cushman. Häufiger kommen vor: *Cribrononion onerosum* (Bogdanovič), *Cribrononion subnodosum* (Münster), *Cribrononion sp.*, sowie Vertreter der Gattungen *Florilus* und *Melonis*. Mit dieser Zone ist die faunistisch sehr arme kalklose Fazies der Pouzdřany-Schichten teilweise äquivalent. Von fossilen Resten sind *Fischknochen*, vereinzelte *Diatomeen* und schlecht erhaltene *Ostracoden* erwähnenswert.

Die Diatomit-Einlagen enthalten nach Řeháková (1964) eine arme Süsswasserdiatomeen-Assoziation, in der vor allem Arten wie z. B. *Melosira distans* (Ehr.) Kütz und *Melosira islandica* f. *curvata* O. Müll. vorkommen. Vereinzelt treten auch Vertreter der Gattung *Coscinodiscus*, die auf ein limnisch-brackisches Milieu hinweisen auf. Nach Z. Řeháková gelangten diese Sedimente im obersten Oligozän, oder im untersten Miozän zur Ablagerung (zur maximalen Verbreitung der festgestellten Diatomeenflora kommt es erst im Mittelmiozän). Eine ausgesprochene oberoligozäne Diatomeenflora wurde nicht festgestellt. In Pouzdřany sind die Diatomite im direkten Hangenden der oberoligozänen marinen braunen Pouzdřany-Schichten (mit denen sie durch allmähliche Übergänge verknüpft sind) entwickelt.

Abschliessend kann zusammenfassend gesagt werden, dass die Pouzdřany-Schichten, wie wir sie ihrer Lithologie nach abgrenzen, von stratigraphischer Hinsicht betrachtet, folgende Zonen enthalten: 1. Die Zone mit *Globigerinapsis index* — Obereozän. Ihre Zugehörigkeit zu den Pouzdřany-Schichten ist nicht eindeutig erwiesen;

2. Die Zone mit *Globorotalia cocoaensis* und *Globigerina dissimilis* entspricht den Grenzschichten zwischen dem Eozän und Oligozän. Wegen des vereinzelten Vorkommens ist ihre Stellung im Rahmen der Pouzdřany-Einheit nicht eindeutig geklärt.

3. Die Zone mit *Globigerina oligocenica* und *Globigerina ampliapertura, Epistommina elegans, Uvigerina* aff. *sp. 1, Nodosaria sp. 1, Dentalina fissicostata, Bolivina antegressa*, in den höheren Lagen mit den grossen Vertretern der Gattung *Vaginulinopsis, Uvigerina hantkeni, Cyclammina rotundidorsata*, sowie *Cyclammina acudidorsata*. Die basalen Entwicklungen dieser Zone stellen wir zum Unteroligozän, die höchsten an die Grenze des unteren und mittleren Oligozäns.

4. Die Zone mit *Globorotalia permicra* und vereinzelt mit *Globorotalia opima opima* entspricht dem Rupel der intrakarpatischen Depressionen. In den höheren Lagen treten pyritisierte Vergesellschaftungen auf, die in hangenden Schichten durch limonitisierte Vertreter der Gattung *Bulimina* und *Caucasina*, wobei jedoch Globorotalien nicht festgestellt wurden, gekennzeichnet sind.

5. Die Zone mit Vertretern der Gattung *Coryphostoma*, weiter vereinzelt *Cassigerinella* und *Globigerinoides*, sowie der Gattung *Cribrononion* und häufigen *Diatomeen*. Diese Zone stellen wir in das Chatt (Oberoligozän).

Die Verbreitung der wichtigsten Foraminiferen geht aus nachstehender Tabelle (Tab. I.) hervor.

Tab. 1

Braune Pouzdřany Schichten					
I.	II.	III.	IV.	V.	
—					*Globigerinapsis index*
		—			*Globigerina oligocenica*
		—	—		*G. ampliapertura*
	—	—	—	—	*G. praebulloides praebulloides*
		—	—	—	*G. praebulloides occlusa*
		—	—	—	*G. praebulloides leroyi*
		—	—	—	*G. ciperoensis angustiumbilicata*
	—	—	—	—	*G. dissimilis*
	—				*Globorotalia cocoaensis*
			—		*G. permicra*
			—	—	*G. opima opima*
				—	*Globigerinoides quadrilobatus*
				—	*Cassigerinella boudecensis*
	—				*Uvigerina* aff. sp. 1
	—	—	—	—	*Uvigerina hantkeni*
		—	—	—	*Bolivina fastigia*
	—	—	—		*Bolivina antegressa*
				—	*Coryphostoma tereta*
				—	*Coryphostoma* aff. *hentyana*
			—	—	*Virgulinella pertusa*
		—	—	—	*Melonis pompilioides*
			—	—	*Florilus boueanus*
				—	*Cribroelphidium onerosum*
—	—	—	—	—	*Epistommina elegans*
		—	—		*Cyclammina acutidorsata*
		—	—		*Cyclammina rotundidorsata*

Boudky-Schichten (Aquitan)

Die Boudky-Schichten entsprechen ihrer Verbreitung nach (im Grunde genommen) wesentlich den sog. „grauen" Pouzdřany-Mergeln, die Pokorný (1954) in das oberste Oligozän (Rupel-Stamp) stellte. Im Jahre 1955 (bei der Beschreibung der neuen Gattung *Casigerinella)* stellte Pokorný die Mergel vom Hofe Boudky, die den grauen Pouzdřany-Mergeln äquivalent sind, in das mittlere bis obere Oligozän. Später, im Jahre 1958, stellte sie der gleiche Autor in das Oberoligozän und im Jahre 1960 an die Grenze Chatt-Aquitan. Cicha — Holzknecht (1963) verglichen die grauen Pouzdřany-Mergel mit den Entwicklungen, die in der Molasse in das Aquitan gestellt werden. In das Aquitan werden diese Schichten von Cicha — Chmelík — Pícha — Stráník (1964) und in den Erläuterungen zum Blatt Židlochovice (Chmelík — Pícha — Cicha 1963) gestellt.

Die Boudky-Schichten werden von grauen, dunkelgrauen, stellenweise grünlichen, weisslichgrau anwitternden, kalkigen, glimmerigen, schwächer und stärker sandigen Tonen und Tonsteinen, die eine stückförmige Absonderung aufweisen, und stellenweise eine reiche Mikrofauna enthalten, gebildet. Stellenweise finden sich in ihnen Einlagen (5—40 cm) und laibförmige Konkretionen bläulichgrauer, braungrauer, kompakter Dolomite und kalkiger Dolomite. Die sog. Boudky-Schichten bilden einige Meter bis zwei Hundert Meter mächtige Streifen. Sie entwickeln sich allmählich aus den Pouzdřany-Schichten. Die Grenzschichten enthalten Einlagen brauner kalkigen Tonsteine. Ihre Mächtigkeit nimmt in der Pouzdřany-Einheit vom Norden zum Süden bedeutend zu, überschreitet jedoch nicht 200 Meter.

Am besten sind die Boudky-Schichten im Eisenbahneinschnitt bei der Station Pouzdřany (Typuslokalität) und am SW-Abhang der Anhöhe Kolby bei Pouzdřany aufgedeckt.

Für die Boudky-Schichten ist eine sehr reiche Fauna bezeichnend. Nennenswert sind vor allem *Uvigerina* aff. *parviformis* Papp (eine mit *Uvigerina semiornata urnula* Hagn 1955 übereinstimmende Form), *Planulina wuellerstorfi* (Schw.), *Siphonina reticulata* Czjzek, *Marginulina* aff. *behmi* (Rss.), *Sphaeroidina austriaca* Rss., *Cibicides ungerianus ornatus* (Cushman), *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow, *Globigerina praebulloides occlusa* Blow et Banner, *Globigerina unicava* Bolli, *Cassigerinella boudecensis* Pokorný, *Globorotalia mayeri* Cushman et Ellisor.

Die Boudky-Schichten enthalten eine den Michelstettener Schichten der Waschbergzone und dem Aquitan d. Molassezone wie sie z. B. aus der Bohrung Ortenburg 1 (H. Hagn 1955) bekannt ist sehr ähnliche Fauna.

Křepice-Schichten (Untermiozän)

Da in den Křepice-Schichten bisher faunistische Belege, die eine genauere stratigraphische Stellung ermöglichen würden, fehlen, können sie zur Zeit nicht genau stratigraphisch eingestuft werden. Von ihrer geologischen Position aus-

gehend, nehmen wir an, dass sie das jüngste Glied der Pouzdřany-Einheit darstellen.

Die erste Notiz über diese Schichten findet sich bei Benešová — Cicha — Pícha — Řeháková — Stráník (1963). Im Profil zwischen V. Němčice und dem Hofe Zeleňák begrenzen sie eingefaltete Schuppen der fossilfreien Schichten, die durch ihren lithologischen Charakter sich von den bis zu dieser Zeit bekannten Schichten der Ždánice- und Pouzdřany-Einheit unterscheiden. Da jedoch zu diesen Schichten auch einige fossilleere Abschnitte der Pouzdřany-Schichten gestellt wurden, kam es zu einer Überschätzung der Verbreitung dieser Ablagerungen. Ausführlicher werden die Křepice-Schichten in den Arbeiten von Cicha — Chmelík — Pícha — Stráník (1964) und in den Erläuterungen zum Blatt Židlochovice (Pícha — Chmelík — Cicha 1963) behandelt.

Die Křepice-Schichten werden durch graue, dunkelgraue, bläulich- und grünlichgraue, rostfarbig-gelblich und rostfarbig-bräunlich anwitternde, stark fein glimmerige, meistens kalklose, nur stellenweise schwach kalkige Silt-Tonsteine und tonige Siltsteine, die eine stückförmige und plättchenförmige Absonderung aufweisen, gebildet. Stellenweise führen sie unregelmässige Streifen und Lagen (einige cm—m), die im frischen Zustande von bläulichgrauen und hellgrauen (durch die Verwitterung rostfarbig-gelb gefärbten), meistens feinkörnigen, seltener mittel- bis grobkörnigen, schwach kalkigen, oder kalklosen, glimmerigen Sanden und weichen tonigen Sandsteinen zusammengesetzt werden. Die stärkeren Sand- und Sandsteinbänke enthalten oft unregelmässige Ton-Streifen und Einlagen. Die Tonsteine und Siltgesteine der Křepice-Schichten besitzen Schlier-Charakter. Zu den Křepice Schichten stellen wir auch unregelmässige Lagen bläulichgrauer und graubrauner, mürber, grobkörniger bis klein-konglomeratiger kalkiger Sande mit Linsen und kugelförmigen härteren Partien (die Gerölle erreichen eine Grösse von 3—4 cm), die z. B. WNW von Křepice und S von Uherčice an die Oberfläche treten. Im Geröllmaterial dieser Konglomerate überwiegen Quarz, sowie metamorphosierte Gesteine — seltener wurden Reste weisslichgelber angewitterter Mergelsteine beobachtet.

Als *Typuslokalität* der Křepice-Schichten bezeichnen wir den Tagesaufschluss in der alten *Ziegelei* am südlichen Hang der Anhöhe Kolby NE von Pouzdřany. Faunistisch betrachtet sind die Křepice-Schichten praktisch steril. Nur vereinzelt kommen *Fischknochen, Schwammnadeln* und eine redeponierte Fauna aus der Kreide und dem Alttertiär vor. Ganz selten wurde eine autochthone Mikrofauna mit *Ammonia beccarii* (L.) und *Elphidium* aff. *macellum* (Ficht et Moll.), beobachtet, die für eine genauere stratigraphische Stellung dieser Schichten im Rahmen des Untermiozäns nicht brauchbar sind. Ziemlich häufig kommt verkohlter Pflanzenhäcksel vor.

Wir nehmen an, dass die Křepice Schichten eine stark ausgesüsste Randfazies des höheren unteren Miozäns der Vortiefe darstellen. Diese Ansicht fusst auf der lithologischen Ähnlichkeit mit den Žatčany-Schichten des Helvets s. s.

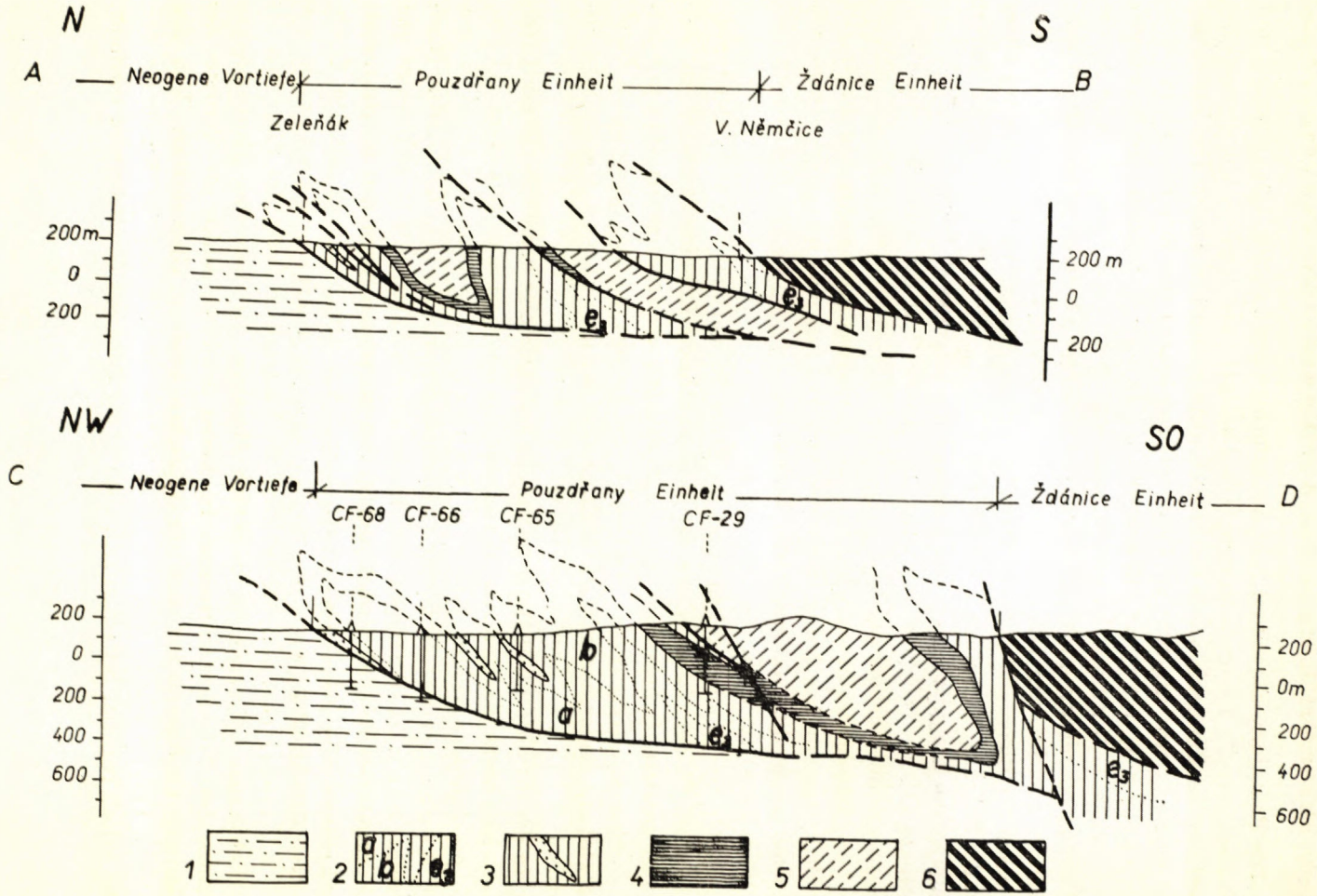
Schichten im Liegenden der Pouzdřany-Einheit

Die Pouzdřany-Einheit ist über die Schichten des autochthonen Oligozäns und Karpats, ev. der Lužice-Schichten (Oberburdigal) überschoben. Die autochthone Stellung des Burdigals wurde bisher noch nicht eindeutig erwiesen. Das autochthone Oligozän tritt nirgends zu Tage, sondern ist nur aus den Bohrungen Nesvačilka 1, Nesvačilka 2, Pouzdřany 1 bekannt. Die Bohrungen Nesvačilka 1, 2 wurden im queren, dem sog. Nesvačilka-Graben, die Bohrung Pouzdřany, im Vranovice-Quergraben abgeteuft. Die Schichten des autochthonen Oligozäns liegen wahrscheinlich transgressiv auf den Gesteinen der Böhmischen Masse. Das Profil dieser Schichtenfolge wurde vor allem in der Bohrung Nesvačilka 1 (Homola 1961) studiert. Hier überwiegen dunkel braungraue, bräunlichgraue, grünlichgraue, dunkelgraue, stellenweise sandige, verfestigte kalkige Tone bis Tonsteine. Der basale Teil des Oligozäns weist eine klastische Entwicklung auf.

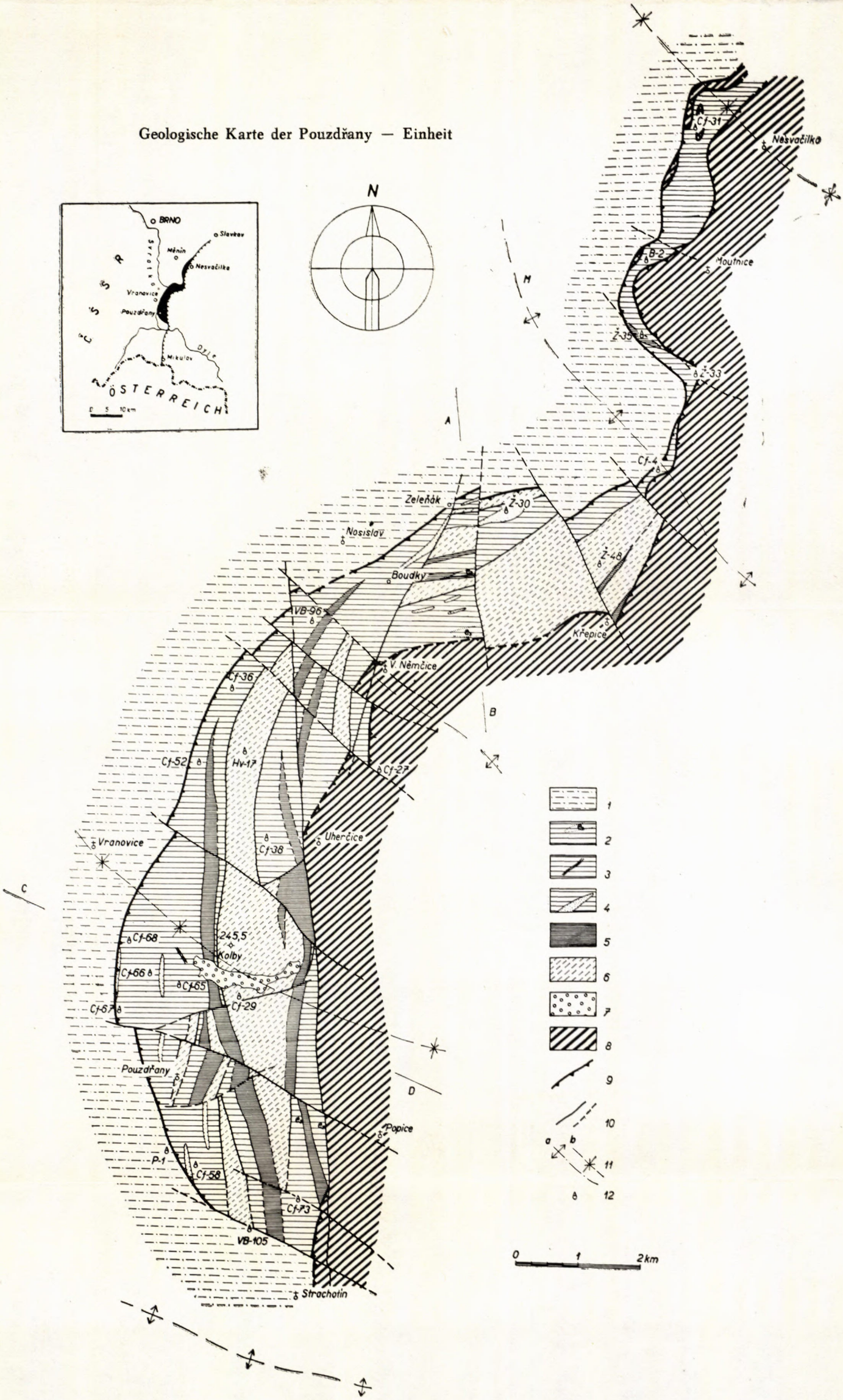
Die Mikrofauna dieser Schichten, die wir in das untere Oligozän stellen, ist verhältnismässig reichhaltig. Sie wurde von Holzknecht (1961) bearbeitet. Später wurde die stratigraphische Einstufung von Cicha — Holzknecht (1963, 1964) revidiert.

Im Grunde genommen kann man die ganze Schichtenfolge in zwei Abteilungen einteilen: In der oberen überwiegt kleingewachsene Robulus-Fauna — mit *Robulus roemeri, Robulus div. sp., Vaginulinopsis cressenbergensis* (Gümbel). *Bulimina* aff. *semicostata* Nuttall ua. In den unteren überwiegten Sandschaler mit *Budaschevaella* aff. *kamtschatica* Budascheva, *Cyclammina* aff. *incissa* Stache, *Semivulvulina sp., Epistommina elegans* (d'Orb.) ua.

In der bis über 1.000 Meter mächtigen Schichtenfolge kommt in einigen Lagen auch eine reiche planktonische Mikrofauna mit *Globigerina praebulloides* Blow., *G. praebulloides occlusa* Blow et Banner, *G. praebulloides leroyi* Blow et Banner, vereinzelt *Globigerina ampliapertura* Bolli, *Globigerina oligocenica* Blow et Banner vor. In den oberen Lagen tritt *G. oligocenica* und *G. ampliapertura* stark zurück und zu den genannten Arten tritt *G. ciperoensis angustiumbicata* jedoch recht selten hinzu. Aus dem Vergleich mit den Ergebnissen der Arbeiten, wie z. B. Bolli (1957), Eames, Banner, Blow et al. (1962) geht klar hervor, dass die Vergesellschaftung des Planktons des autochthonen Oligozäns im welweiten Masstabe den untersten planktonischen Zonen des Oligozäns entspricht. In diesen Schichten fehlen die Vertreter der Gattung *Globigerinapsis* und die typischen eozänen Globorotalien. Von den älteren Formen kommt hier sehr selten *G. turritilina* Blow et Banner vor, die jedoch regional betrachtet sich auch in die Zone mit *G. oligocenica* vorfindet.


N
S
A
Neogene Vortiefe
Pouzdřany Einheit
Žďánice Einheit
B
Zeleňák
V. Němčice
200m
0
200
200 m
0
200
NW
SO
C
Neogene Vortiefe
Pouzdřany Einheit
Žďánice Einheit
D
CF-68
CF-66
CF-65
CF-29
200
0
200
400
600
200
0m
200
400
600
1
2
3
4
5
6

Geologische Karte der Pouzdřany — Einheit



1. Miozän der karpatischen Vortiefe; 2. Pouzdřany-Schichten, (e_3-Obereozän); 3. Diatomite; 4. glaukonitische Squaliden — Sandsteine; 5. Boudky-Schichten; 6. Křepice-Schichten; 7. Konglomerate des „Untertortons", (Lanzerdorfer Serie); 8. Ždanice-Einheit; 9. Deckenüberschiebung; 10. Brüche; 11. — a) Elevationachsen, b) Depressionachsen; 12. Bohrungen.



Oberburdigal — Lužicer-Schichten

Das Oberburdigal wurde in der Bohrung VB-105 in der Vortiefe NW von Strachotín und in der Bohrung Cf-73 im Liegenden der Pouzdřany Einheit angetroffen. Es handelt sich um hellgraue, kalkige, schwach sandige plattenförmig und stückförmig zerfallende Tone und weiche Tonsteine mit auf den Schichtflächen fein verteiltem Glimmer und Sand. In dieser Schichtenfolge vorkommen häufig *Planulina wuellerstorfi* (Schw.), *Uvigerina* aff. *schwageri* Cushman & Edwards, *Cribrononion onerosum* Bogd., *Martinottiella communis* d'Orb., *Cibicides conspiciendus* Pišvanova, *Bigenerina agglutinans* d'Orb., *Cyclammina* aff. *bradyi* Cushman, *Cyclammina rotundidorsata* Hantken, *Globigerina ciperoensis angustiumbilicata* Bolli, *Globigerina praebulloides praebulloides* Blow ua.

Die oberburdigalischen Ablagerungen in beiden Bohrungen besitzen den gleichen lithologischen Charakter wie das Oberburdigal in der Ždánicer-Einheit in der Vranovicer Depression (Cicha — Pícha 1964). Auf Grund dessen nehmen wir an, dass die oberburdigalische Transgression aus dem Wiener Becken über die Ždánice-Einheit in die Vortiefe reichte. In der eigentlichen Pouzdřany-Einheit wurde Oberburdigal in dieser Entwicklung nicht angetroffen.

Karpat

Die Schichten des Karpats wurden vor der Stirn und im Liegenden der Pouzdřany-Einheit festgestellt (sie umsäumen die Pouzdřany-Einheit in ihrer Länge). Dies beweisen die Bohrungen Nesvačilka 1, 2, Pouzdřany 1 und zahlreiche Cf und Kartierungsbohrungen. Lediglich in der NW Umgebung von Strachotín wurden oberburdigalische Schichten angetroffen. Dar Karpat wird überwiegend von grüngrauen und hellgrauen, veränderlich kalkigen und sandigen Tonsteinen mit Lamellen und auch mit dünnen Einlagen weisslicher, feinkörniger kalkigtoniger Sande gebildet. Für das Karpat ist der Schliercharakter bezeichnend. Stellenweise finden sich in ihm Fragmente dunkelbrauner, kalkiger Tonsteine vom Typus der Pouzdřany-Schichten. Die Schichten des Karpats besitzen einen marinen Charakter und enthalten eine reiche Makro- und Mikrofauna. Die Mikrofauna wird durch folgende Arten charakterisiert: *Uvigerina graciliformis* Papp & Turn., *Uv. parkeri breviformis* Papp & Turn., *Uv. bononiensis primiformis* Papp & Turn., *Uv.* aff. *barbatula* Macfadyen ua. Die Makrofauna von den älteren Fundstellen studierte J. Tejkal (1963). Die Mächtigkeit des Karpats schätzen wir auf Grund der Bohrungen Pouzdřany 1 auf 900 m.

◁

Geologische Profile über die Pouzdřany-Einheit

1. Miozän der karpatischen Vortiefe; 2. die Pouzdřany-Schichten: a) kalkige Entwicklung, b) kalklose Entwicklung, e_3) Obereozän; 3 — glaukonitische Squaliden — Sandsteine, 4 — Boudky-Schichten; 5 — Křepice-Schichten; 6 — Ždánice-Einheit.

Paläogeographie

Die Bewegungen zwischen dem Eozän und dem Oligozän führten zur Emporhebung und vielleicht auch zum Anfang der Faltung der Magura-Flyschzone. Weiter führten sie zur Unterbrechung der Sedimentation in einigen Gebieten der Ždánice-Einheit. Gleichzeitig kam es zum Absinken einer Zone der Böhmischen Masse vor dem äusseren Rande des Ždánice-Sedimentationsraumes, wo dann der Pouzdřany-Sedimentationsraum entstand. Im kleineren Masstabe kam es hier wahrscheinlich zur ersten Sedimentation im Obereozän (?) — eine grössere Verbreitung erreichten die Ablagerungen dieser Einheit jedoch erst im Unteroligozän. Deutlich machten sich vor allem die Quer-Depressionen von Vranovice und Nesvačilka bemerkbar. Ihre Entstehung hing offensichtlich mit den alten Narben im Untergrunde zusammen. Als Folge der subsidenten Bewegungen erreichten die oligozänen Sedimente in diesen Depressionen bedeutende Mächtigkeiten. Nach unseren Vorstellungen kam es bei der Überschiebung der Ždánice-Einheit (nach der Ablagerung des Karpats) zur Abtrennung der Sedimente im inneren Teile des Pouzdřany-Sedimentationsraumes und zu deren Emporhebung vor der Stirn der Ždánice-Decke.

In diesem Raume kommt es im Obereozän, Oligozän und Aquitan vor dem Sedimentationsraume von Ždánice — zur Ablagerung überwiegend pelitischer Sedimente mit nur einem sehr geringen Anteil gröberer klastischer Gesteine. Eine Ausnahme bilden nur die mächtigen Linsen der glaukonitischen Squaliden-Sandsteine und — Konglomerate, die lokal an der Grenze zwischen dem Rupel und Chatt entwickelt sind. Ihre Zusammensetzung und Struktur weist auf einen kurzen Transport und schnelle Sedimentation hin. Als Quelle des klastischen Materials können vor allem die Tief-Ergussgesteine und die metamorphosierten Gesteine, die reich an Staurolith sind, genannt werden.

Der *untere Teil der Pouzdřany-Schichten* (Obereozän, Unteroligozän, Rupel) ist in einer marinen Fazies mit einer normalen Salinität entwickelt. Wie der hohe Gehalt an Pyrit und organischen Substanzen beweist, handelt es sich um ein Reduktion-Milieu.

Der *höhere Teil der Pouzdřany-Schichten* (Chatt) wird überwiegend von einer kalklosen, brackischen bis ausgesüssten Fazies mit der lokalen Entfaltung einer Diatomeenflora gebildet. Das Milieu besass keinen so grossen Reduktionscharakter mehr, als es in den liegenden, rein marinen Ablagerungen der Fall war. Die entstandene kalklose Fazies zeugt von einer steten Aussüssung des Sedimentationsraumes der Pouzdřany-Einheit im höchsten Oligozän. Das Sedimentationsbecken wird ebenfalls immer seichter und seichter.

Als ein neues Element in der Entwicklung der Pouzdřany-Einheit können die *Boudky-Schichten* bezeichnet werden, die wir in das Aquitan stellen. Es handelt sich um ausschliesslich pelitische Schichten mit einem hohen Karbonat-Gehalt

(kalkiges Bindemittel, Dolomitkonkretionen). Zum Unterschied von den im Liegenden auftretenden Ablagerungen, die in das Chatt gestellt werden, besitzen die Boudky-Schichten ein marines Gepräge und bedeuten eine neue Meeresingression in den Pouzdřany-Sedimentationsraum. Ihr Entstehungsmilieu besass einen schwachen Reduktionscharakter. Das Aquitan beendet die Sedimentation.

Die jüngeren untermiozänen *Křepice-Schichten* gehören wahrscheinlich schon einem neuen Sedimentationszyklus in der karpatischen Vortiefe an. Sie unterscheiden sich von allen älteren Sedimenten der Pouzdřany- und der Ždánice-Einheit. Es überwiegen in ihnen feine, Siltsteine mit einem hohen Anteil der Sandfraktion. Stellenweise besitzen sie Schlier-Charakter. Der hohe Gehalt an organischen Substanzen, Pyrit und Kohlenhäcksel macht ein Reduktionsmilieu bei ihrer Entstehung offensichtlich. Der niedrige Kalkgehalt und das Fehlen faunistischer Reste beweisen, dass es sich wahrscheinlich um ein isoliertes, ausgesüsstes Gebiet handelte. Ebenfalls die Zufuhrquelle des klastischen Materials war in den Křepice-Schichten eine andere, als in den älteren Sedimenten der Pouzdřany-Einheit. Dies beweist nicht nur eine vollauf andere granulometrische Zusammensetzung, sondern darauf weisen auch die Unterschiede in der Zusammensetzung der Schwermineralien-Assoziation hin (vgl. Tab. 2).

Tab. 2

	autochthones Oligozän (nach I. Krystek 1961)	Pouzdřany-Einheit		Ždánice-Einheit (Olig.-Aquitan)
		Pouzdřany-Schichten	Křepice-Schichten	
Granat	38,2	16	83	79
Zirkon	33,1	21	5	3
Rutil	6,8	11	6	3
Disthen	2,3	11	Akz.	1
Turmalin	9,3	10	1,5	3
Staurolith	3,6	26	2	8
weitere Akzessorien	6,7	5	1,5	3

Die durchschnittliche Zusammensetzung der Schwermineralienassoziationen des autochthonen Oligozäns, der Pouzdřany- und Ždánice-Einheit.

Zwischen den aquitanischen Boudky-Schichten und den Křepice-Schichten (oberes Untermiozän) nehmen wir eine Unterbrechung der Sedimentation und eine gesamte Änderung der paläogeographischen Verhältnisse an.

Die oligozänen und aquitanischen Schichten der Pouzdřany-Einheit, sowie das autcchthone Oligozän kamen in einer seichten Randzone des Sedimentationsraumes am Rande des Festlandblockes der Böhmischen Masse zur Ablagerung. Die kleine Klastik-Zufuhr weist auf ein überwiegend flaches Festland-Relief, sowie auf einen flachen Meeresboden hin. Die Sedimente besitzen einen fast

platformen Charakter. Das klastische Material stammt aus der angrenzenden Zone der Böhmischen Masse.

Demgegenüber war der Ždánice-Sedimentationsraum im Oligozän und Aquitan bedeutend tiefer. Deutlich macht sich in ihm auch die gröbere klastische Sedimentation bemerkbar. Eine wichtige Materialquelle stellte auch der emporgehobene und vielleicht auch gefaltete Magura-Flysch dar. Die unterschiedliche Zusammensetzung der Zufuhrgebiete des Ždánice- und Pouzdřany-Raums wurden durch die Untersuchung der Konglomerate und Schwermineralien bestätigt.

Der Pouzdřany- und Ždánice-Raum waren nach unseren Vorstellungen voneinander nicht getrennt. Ihre Trennung geht eher aus der plötzlichen Tiefenänderung beider Sedimentationsräume (vielmehr aus dem plötzlichen Abfall der Festlandschwelle im Ždánice-Sedimentationsraum) hervor.

Ablagerungen des Burdigals (Lužice-Schichten) sind bisher aus der Pouzdřany-Einheit unbekannt. Sie wurden jedoch vor der Stirn und auch im Untergrund der Pouzdřany-Einheit festgestellt. Wir nehmen an, dass der Sedimentationsraum, in dem es in der Vortiefe zur Ablagerung der Lužice-Schichten kam, über die Ždánice-Einheit (vor allem über den Vranovice-Graben) mit dem Wiener Becken zusammenhing. Wie aus den Denudationsresten auf der Ždánice-Einheit (C i c h a — P í c h a 1964) hevorgeht, kann die Verbindung des Wiener Beckens und der Vortiefe im gleichen Gebiet auch im Karpat angenommen werden.

Tektonik

Die Pouzdřany-Einheit bildet einen schmalen tektonisch komplizierten Gesteinstreifen (von einer Länge von rund 20 km und einer maximalen Breite von 3,5 km), der sich vor der Stirn der Ždánice-Einheit zwischen Strachotín und Nesvačilka SE von Brno ausdehnt. Vom regionalen Gesichtspunkt betrachtet sind beide Einheiten ein Glied der Molassezone in SE-Mähren. Diese wurde zuletzt in unserer Arbeit aus dem Jahre 1964 beschrieben. Im bisherigen Schrifttum, vor allem in den älteren Arbeiten, wird diese Zone zu dem sog. „äusseren Flysch", oder äusseren Karpaten gerechnet. Zu ihm gehören ausser der Ždánice-Einheit in NE-Mähren die subschlesiche und schlesische, ev. schlesisch-Těšnovice-Einheit. Die Ždánice-Einheit (die Waschbergzone mit inbegriffen) halten wir für ein Element der subalpinen Molasse, die aus den Ostalpen als subkarpatische Molasse nach SE-Mähren verläuft. Diese Ansicht steht auch mit österreichischen Geologen (vgl. z. B. G r i l l 1962; P r e y 1960) vollauf im Einklang.

Die Pouzdřany-Einheit halten wir bei einem breiter gefassten Vergleich mit den Alpen als ein Glied, das durch seinen stratigraphischen Inhalt, sowie durch seine faziellen Merkmale und tektonische Stellung der Vorlandmolasse Bayerns, und zwar vor allem deren Südteil im Sinne von H a g n (1960) am nächsten steht. In bezug auf die neueren Arbeiten aus dem Gebiet der bayrischen Mo-

lasse (vgl. z. B. P a u l u s 1963) sowie unter Berücksichtigung des Ausmasses der tektonischen Störungen (in Bayern kommen in der Molasse keine Decken vor), die das Studium der Beziehungen der Vorlandmolasse, sowie der sog. subalpinen Molasse ermöglichen würden, ist es notwendig, diesen Vergleich noch als eine offene Frage zu betrachten.

Die Pouzdřany-Einheit wurde über das Neogen der karpatischen Vortiefe während der steyrischen Bewegungen (zwischen dem Karpat und dem Untertorton) überschoben. Wir nehmen an, dass während der jüngeren sawischen Bewegungen die Stirnfalten der Ždánice-Einheit den SE-Rand des Sedimentationsraumes der Pouzdřany-Einheit erreichten. Vor diesem kam es zu einer grösseren Subsidenz (während des Helvets s. s.?), die die Ablagerung der Křepice-Schichten zur Folge hatte. Letztere erreichen eine Mächtigkeit von 400 (bis 700) Meter.

Die Pouzdřany-Einheit bildet ein paraautochthones Fragment des platformen Paläogens bis Untermiozäns, der durch die Decke der Ždánice-Einheit abgetrennt und herausgeschleppt wurde. Zur Abtrennung kam es an den Stellen der zusammenhängenden Ablagerungen dieser paläogenen — untermiozänen Bedeckung der Böhmischen Masse, die heute tief unter den überschobenen Decken versteckt ist. Zur grössten Anhäufung der Schichten der Pouzdřany-Einheit kam es im Raum des Vranovice- und Nesvačilka-Grabens. Die Existenz dieser Gräben, sowie der Charakter der oligozänen und untermiozänen Ausfüllung wurde zur Zeit durch geophysikalische Untersuchungen und Bohrungen (Nesvačilka 1, 2, Pouzdřany 1) bestätigt. Die flache Überschiebung der Pouzdřany- und Ždánice-Einheit wurde durch die Strukturbohrung Nesvačilka 1 und einer Anzahl Cf-Bohrungen in der Umgebung von Pouzdřany, Uherčice, Vranovice, V. Němčice und Moutnice bewiesen. Die Länge der Überschiebung schätzen wir nach unseren heutigen Kenntnissen auf 4—12 km. In dieser Entfernung (vom Rande der Überschiebung an gerechnet) kann die Begrenzung des Miozäns in der karpatischen Vortiefe und des ursprünglichen Sedimentationsraumes, in dem es zur Ablagerung der Pouzdřany-Einheit kam, angenommen werden. Wir machen jedoch darauf aufmerksam (vgl. auch unsere Arbeit aus dem Jahre 1964), dass diese tektonische und paläogeographische Vorstellung im Stadium einer Arbeitshypothese ist.

Der innere tektonische Bau der Pouzdřany-Einheit besitzt einen Faltungs- und Bruch-Charakter. Der Faltungsbau wird durch die Isoklinalfalten mit NW-Vergenz gekennzeichnet. Diese werden durch Reduktion des Mittelschenkels bis in sich wiederholende Schuppen umgewandelt. In den Schuppen kommen in idealen Fällen die Pouzdřany, Boudky und Křepice-Schichten übereinander vor. Manchmal führt die tektonische Reduktion auch zum Fehlen einzelner Schichtglieder. Zur tektonischen Abschwächung, ev. Auskeilung der Schuppen kommt es in horizontaler Richtung.

Die grössere Verfaltung wurde hauptsächlich bei älteren Schichten (bei den

Pouzdřany- und Boudky-Schichten) festgestellt. Bei den jüngsten, den Křepice-Schichten, beobachteten wir im Raume ihrer grössten flächigen Verbreitung ein überwiegend mässigeres bis mittleres monoklinales E—SE Fallen. Diese Tatsache erklären wir durch eine grössere Plastizität und verhältnismässig geringe Mächtigkeit der älteren Schichten gegenüber dem grösseren Widerstande und Mächtigkeit der jüngsten Křepice-Schichten. Die grössere Verspaltung der Pouzdřany-Einheit gegenüber der Ždánice-Einheit wird vor allem durch die Position der Pouzdřany-Einheit an der Stirn der Ždánice-Decke erklärt.

In der Bruchtektonik machen sich vor allem NW—SE Querbrüche und Brüche, die nahe der Richtung N—S verlaufen, bemerkbar. Eine geringere Wichtigkeit besitzen die ENE—WSW Brüche. Aus gegenseitigem Vergleich beider Bruchsysteme ging hervor, dass die Querbrüche die jüngeren sind. Sie können als ein Widerhall des tektonischen Baues des Untergrundes bezeichnet werden. Zu Bewegungen an diesen Brüchen kam es auch in jüngster Zeit nach Beendigung des Deckenbaues. Vorher (d. h. vor dem Unteroligozän) führten sie zur Entstehung des Nesvačilka- und Vranovice-Grabens.

Einer der wichtigeren Querbrüche verläuft zwischen der Kote 233,0 und der Ortschaft Křepice. Die abgesunkene Scholle westlich von diesem Bruch wird durch die grössere Verbreitung der Schichten der Pouzdřany-Einheit charakterisiert. Ausser dieser Einheit kommen Schichten des Aquitans, Burdigals und Karpats in der Depression zwischen Velké Pavlovice und Starovičky (Cicha—Pícha 1964) vor. Wichtig sind weiter die Querbrüche, die die Měnín-Elevation umsäumen. Diese Elevation verläuft südlich von Moutnice in die Ždánice-Einheit. Weiter sind auch die Brüche, welche die seismisch und gravimetrisch im Untergrunde bei V. Němčice festgestellte Elevation begrenzen, wichtig. An dieser Elevation biegt sich nämlich die Überschiebungslinie der Pouzdřany- und Ždánice-Einheit sehr auffällig in NE- bis ENE-Richtung um. Sehr deutlich machen sich auch Querbrüche bemerkbar, die nördlich von Strachotín entlang des nördlichen Randes der grossen Mušov-Elevation verlaufen. Dieses Bruchsystem — mit stufenförmig gegen NE-Richtung abgesunkenen Schollen gestaltet die südliche Begrenzung der Pouzdřany-Einheit besonders deutlich. In der Ždánice-Einheit begrenzt es im Süden die Verbreitung des höheren Untermiozäns (Cicha—Pícha 1964). Die Mušov-Elevation existierte, wie neue Untersuchungen gezeigt haben, schon vor dem Karpat. In den Bohrungen VB-105, Cf-Mš-73, die auf der Mušov-Elevation nordwestlich und nördlich von Strachotín abgeteuft wurden, konnten Schichten des höheren Untermiozäns (? Lužice-Schichten) nachgewiesen werden. Von besonderer Wichtigkeit ist die Feststellung dieser Schichten in der Bohrung Cf Mš-73 in einer verhältnismässig kleinen Tiefe (106—110 m) direkt unter der Pouzdřany-Überschiebung, wo eine grössere Denudation praktisch ausgeschlossen ist. Im Karpat begrenzte die Mušov-Elevation im Süden den Vranovice-Graben und hatte Einfluss auf die Verbreitung seiner Schichten. An der

Grenze des Karpats und des Tortons stand sie wahrscheinlich den Decken, die sich aus westlicher Richtung schoben, im Wege. Wir nehmen an, dass die tektonische Auskeilung und das damit verbundene Umbiegen der Überschiebungsfläche der Pouzdřany-Einheit südlich von Pouzdřany eher ein Ergebnis dieses Widerstandes, als der jüngeren (postorogenen) Denudation ist. Dieser Annahme entspricht auch die grössere Breite dieser Einheit (3,5 km) in der Achse des Vranovice-Grabens zwischen Vranovice und Popice auf der niedergesunkenen Scholle entlang des Popice-Bruches.

Von den in N—S bis NNE—SSW-Richtung verlaufenden Brüchen ist der Uherčice-Bruch der wichtigste. Er stört und oftmals beendet den Verlauf der längsverlaufenden Strukturen. Am besten ist das auf dem Verlauf der Ždánice-Decke (Störung 5,5 km) zwischen Uherčice und Strachotín zu sehen. Aus den kleineren Brüchen, die diesen Bruch begleiten, folgern wir, dass er steil gegen Osten einfällt. Die östliche Scholle liegt um rund 350—400 m relativ tiefer. Die N—S-Brüche besitzen, ähnlich wie die querverlaufenden Brüche, eine Verbindung mit dem Untergrund der Pouzdřany-Einheit. In ihm machen sich nach den refraktionsseismischen- und gravimetrischen Vermessungen deutlich in N—S-Richtung verlaufende Strukturen bemerkbar. Nur an einigen Stellen kommt es unter dem Einfluss der jüngeren Tektonik zu einer Umbiegung, oder zum Überdecken der in NW—SE bis NNW—SSE-Richtung verlaufenden Brüche. Am deutlichsten kann man diese Tatsache an der Erdölstruktur Měnín, die sich nahe der Überschiebung aus der N—S-Richtung in die NW—SE-Richtung umbiegt und weiter nach Nikolčice verläuft, verfolgen. Wie sehr gut aus der Karte (vgl. M-Elevation) ersichtlich ist, beeinflusst die Měnín-Elevation die Randlinie der Decke. Dort, wo sich die Linien berühren, wird der normale NE—SW Verlauf dieser Linie gestört und an die Oberfläche treten direkt die neogenen Schichten der karpatischen Vortiefe. Diese Tatsache setzt dann weiter voraus, dass es nach der Überschiebung der Decken zur Emporhebung der Měnín-Elevation und dadurch auch zu einer grösseren Beanspruchung der Gesteine in ihrem Hangenden durch die Erosionsprozesse kam.

LITERATUR

[1] Abel O., 1950: Erläuterungen zur geologischen Karte NW. — Grupe Nr. 85 — Auspitz und Nikolsburg. Wien. — [2] Andrusov D., 1961: Über die Fortsetzung der Elemente der subalpinen Molasse in Mähren. Geol. sborník SAV XII/1, Bratislava. — [3] Benešová E., Cicha I., Pícha F., Řeháková Z., Stráník Z., 1963: Profil durch die Steinitzer Einheit zwischen V. Pavlovice und Nosislav. SGV, řada G, č. 1. Praha. — [4] Bolli H. M., 1957: Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations in Trinidad B. W. I. U. S. Nat. Mus. Bull., N. 215. Washington. — [5] Brzobohatý R., 1963: Otolitová fauna na listu M-33-106-C Židlochovice. Zpráva Přír. fak. J. E. Purkyně — Brno. — [6] Cicha I. a kol. 1963: Vysvětlivky ke geol. mapě 1:50 000 M-33-106-C Židlo-

chovice. Geofond, Praha. — [7] Cicha I., Pícha F., 1962: Některé nové poznatky ke geologii ždánické a pouzdřanské jednotky. Zprávy o geol. výzk. za r. 1962, Praha. — [8] Cicha I., Holzknecht M., 1963: Předběžná zpráva o stratigrafii oligocénu pouzdřanského vývoje. Zprávy o geol. výzk. za rok 1962, Praha. — [9] Cicha I., Chmelík F., Pícha F., Stráník Z., 1964: Geologie der Molassezone in Südmähren. — Mitt. Geol. Ges. Wien. — [10] Cicha I., Pícha F., 1964: Příspěvek k poznání stratigrafického a litologického vývoje jihovýchodní části ždánické jednotky. SGV, řada G, č. 5, Praha. — [11] Eames F. E., Banner F. T., Blow W. H., Clark W. J., Cox L. R, 1962: Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. Cambridge University Press. — [12] Grill R., 1947: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. Verh. Geol. B.—A., Wien. — [13] Grill R., 1962: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50 000. — Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, Wien. — [14] Hagn H., 1955: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg Cf 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. deutsch. geol. Ges. Jhg. 1953, Band 105, 3. Teil. Hannover. — [15] Hagn H., 1960: Die stratigraphischen, paläontologischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. Geologica Bavarica, Nr. 44. München. — [16] Kalášek J. a kol., 1963: Erläuterungen zu der Geol. Karte ČSSR 1:200 000 Karte Brünn (M-33-XXIX). Praha. — [17] Korobkov I. A., 1961: K voprosu o granice Eocena i Oligocena. Sov. Geol. 9, Moskva. — [18] Oppenheim P., 1922: Über Alter und Fauna der Tertiärhorizonte der Niemtschitzer Schichten in Mähren. Berlin. — [19] Paul C. M., 1893: Das Südwestende der Karpathen Sandsteinzone (Marsgebirge und Steinitzer Wald im Mähren) — Jahrb. d. k. k. Geol. R.—A, Band XLIII, Wien. — [20] Paulus B., 1963: Zur Stratigraphie und Facies der oligozänen und miozänen Molasse im südlichen Oberbayern. — Bull. Ver. Sweiz. Petrol.-Geol. u Jng. Vol. 30, Nr. 78. — [21] Pícha F., Stráník Z., 1963: Geologie ždánické jednotky. — Sborník XIV. sjezdu čs. Společnosti pro min. a geol., Brno. — [22] Pokorný V., 1947: Ke geologii okolí Hustopečí. — Sborník StGÚ, svazek XIV, Praha. — [23] Pokorný V., 1953: O některých paleoekologických a mikrobiostratigrafických problémech moravských třetihor. — Sborník ÚÚG, sv. XX. odd. pal. Praha. — [24] Pokorný V., 1954: Zpráva o výzkumu pouzdřanských slínů (paleogén ždánického flyše). Zprávy o geol. výzk., Praha. — [25] Pokorný V., 1955: Cassigerinella boudecensis n. gen. n. sp., (Foraminifera-Protozoa) z oligocénu ždánického flyše. Věstník ÚÚG, 30, Praha. — [26] Pokorný V., 1956: O pojmu „němčické vrstvy". Časopis pro min. a geol., č. 2, Praha. — [27] Pokorný V., 1960: Microstratigraphie et Biofacies du Flysch Carpatique de la Moravie Méridionale (Tchécoslovaquie). — Revue de l'Institut Francais du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides. Vol. XV. N 7—8, Paris. — [28] Prey S., 1960: Gedanken über Flysch und Klippenzonen in Österreich anlässlich einer Exkursion in die polnischen Karpaten. Verhandl. d. geol. BA, H. 1—3, Wien. — [29] Rzehak A., 1895: Die Niemtschitzer Schichten. — Verhandl. d. k. k. geol. RA, Wien. — [30] Rzehak A., 1922: Das Mährische Tertiär. — Knihovna StGÚ, 3, Praha. — [31] Řeháková Z., 1964: Zpráva o výsledcích diatomových analýz (Zpráva za úkol 5/4). Geofond, Praha. — [32] Stejskal J., 1933: Slepence ždánické serie na jižní Moravě. Věstník StGÚ, IX/2, Praha. — [33] Suess E., 1909: Geologische Specialkarte Blatt Brünn. Wien. — [34] Vašíček M., 1951: The contemporary state of the microbiostratigraphic research of the Miocene sedimentary deposits in the Out-Carpathian Neogene basin in Moravia. Sborník ÚÚG, 18, odd. pal., Praha. — [35] Zapletal K., 1930: Stavba moravských Karpat, nafta, uhlí. Příroda 23, Brno. — [36] Zapletal K., 1932: Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. Vlast. publik. Moravskoslez. 1, Brno. — [37] Zapletal K., 1946: Geologické mapy moravských Karpat a úvalů, geologické profily sev. části Dolnomoravského úvalu. — Čas. Mor. Mus. 30. část 2. Brno.

DIONÝZ VASS

EINIGE GRUNDTYPEN DER TEKTONISCHEN STRUKTUREN VON SUPERPONIERTEN DEPRESSIONEN IN DEN WESTKARPATEN

In den letzten Jahren verzeichnete die geologische Durchforschung neogener Ablagerungen in der Südslowakei beachtenswerte Fortschritte, unter anderem auch dank den durchgeführten Strukturbohrungen, welche den vorneogenen Untergrund erreichten und somit den Innenbau des Tertiärs erschlossen haben. So konnte man auch viele neue Erkenntnisse über den Bau der Tertiärfüllung im Ipeľ-Kessel (Südslowakei) gewinnen. Auf dem Beispiele dieses Kessels möchte ich einige Grundtypen der tertiären Strukturen von superponierten Depressionen in den Westkarpaten demonstrieren.

Der Ipeľ-Kessel bildet den NW Randteil des umfangreichen südslowakisch-nordungarischen Sedimentationsraumes; er ist mit tertiären Ablagerungen (Rupel bis Torton, vielleicht auch das kontinentale Sarmat) ausgefüllt. Man kann da zwei Grundtypen der tektonischen Strukturen unterscheiden: 1. *Gewölbe (bruchfreie Elevationen)*; 2. *Bruchstrukturen.**

Der erste Typ — Gewölbestrukturen — ist in zwei Strukturtypen unterteilt: a) tiefe, begrabene Gewölbe; b) Oberflächen-Gewölbe (ebenso wie die Bruchstrukturen). Durch die Kombination zweier Bruchstrukturen mit verschiedener Tendenz der Bewegungen längs der Brüche bildeten sich Strukturen der *Kreuzsprungzone.*

Gewölbe-Strukturen äussern sich morphologisch nur wenig, aber desto bedeutender im geologischen Bau. Sie decken sich im wesentlichen mit sog. *unechten Faltungen* T. Buday's (1963), und zwar mit jenen, welche infolge

* Noszky (1943) führt aus dem Cserhát-Gebirge ausser anderem folgende tektonische Äusserungen: Faltungen und Gewölbe, Brüche. Der Inhalt, bzw. Bedeutung dieser Begriffe unterscheidet sich von unserer Vorstellung besonders was die Funktion der tektonischen Strukturen in Zeit anbelangt.

der ungleimässigen Senkungen des Beckenuntergrundes entstanden sind (B u d a y l. c.). Ältere Gewölbe konnten sich allerdings auch unter der Mitwirkung des tangentialen Drucken bilden. Im Ipeľ-Kessel bilden die Gewölbe einige Strukturunterstufen übereinander. Begrabene Gewölbe sind Strukturen, welche ihre Stabilität verloren haben und unter den Ablagerungen der nächstfolgenden Transgression begraben wurden. Sie entsprechen den älteren Strukturunterstufen. Die Oberflächen-Gewölbe im Ipeľer Kessel sind mit jüngsten Strukturen identisch, da sie sich während der allgemeinen Hebung des Gebietes gebildet haben und wurden daher von keiner neueren Inversion betroffen bzw. von jüngeren marinen Ablagerungen überdeckt.

B e g r a b e n e G e w ö l b e

Die älteste bisher festgestellte Gewölb-Struktur ist die Struktur des vortertiären Untergrundes — die Elevation am mittleren Flusslauf von Ipeľ. Sie entstand vor der Rupel-Zeit und wurde dann von den Rupel- und jüngeren tertiären Schichten überdeckt. Als erster hat sie der Verfasser (1964) beschrieben, nachdem sie dank den durchgeführten Tiefbohrungen, welche bis den vorneogenen Untergrund erreichten, festgestellt wurde. Der Untergrund im südlichen und mittleren Kesselteil ist aus Kristallin-Gesteinen (Veporiden, event. auch Ektinite des Hladomorná Dolina-Types in der Kohút-Zone; vergleiche auch V a s s — T o m á š e k 1963; K l i n e c — V r á n a 1964; V a s s 1964) gebaut.* Im nördlichen Teil des Kessels, bzw. unmittelbar westlich davon sind aus Aufschlüssen sedimentäre Schichten der Kristallin-Hülle (Mesozoikum, Perm) bekannt. Auf Grund der räumlichen Lagerung der Hülle (in Beziehung zum Kristallin) im Untergrund des Ipeľer Kessels vermute ich, dass *der südliche und mittlere Teil des Kessels in der Vorrupel-Zeit gewölbt und gleichzeitig intensiv denudiert wurden.* Nördlich, NW und westlich des Kessels ging die Elevation in eine Depression über, in der die primäre Kristallin-Hülle vor Erosion bewahrt wurde. Möglicherweise existierte morphologisch die Elevation und die anliegende Depression unmittelbar vor der Rupel-Zeit nicht mehr, sie wurden zu Rumpffläche umgewandelt (peneplainisiert). Häufige Funde der in die Aquitan-Schichten überschwemmten Kreide- bis Eozän-Foraminiferen, der kreidigen Sporomorphen und die Anwesenheit der Gesteinsgerölle aus der Jura- und Kreide-Schichten zeugen davon, dass in der Depression nicht nur die Untertrias- und Perm-Gesteine (wie dies noch heute der Fall ist), sondern auch jüngere mesozoische Gebilde, event. auch eozäne Schichten erhalten geblieben sind.

Die bisher beglaubigten Punkte ermöglichen uns derzeit nicht die Elevation

---

* Ältere Angaben über Vorkommen der Trias-Quarzite im SE Teil des Kessels (bei Žihľava; V. Č e c h o v i č 1952) erwiesen sich inzwischen als unrichtig (vergleiche auch V a s s — G a b č o 1964).

näher zu begrenzen. Ihren Verlauf vermuten wir lediglich aus dem Streichen der tektonischen Einheiten, bzw. der geologischen Verhältnisse im Vepor-Gebirge, event. auch aus dem Hauptstreichen der tektonischen Einheiten im westlichen Teil des westkarpatischen Bogens (NE—SW).

Zwischen der Rupel- und Karpatien-Zeit (inclusive) war im Ipeľer Kessel eine andere Gewölbstruktur tätig — die *Elevation von Šahy* (Vass — Tomášek 1963; Vass 1964). Sie bildete den SE Rand des Festlandes, das den Raum der heutigen Donau-Ebene einnahm. Bisher fehlen uns etliche Beweise über ihre morphologische Beziehung zu diesem Festland. Die Elevation hat sich hauptsächlich gegenüber dem Ipeľer Kessel morphologisch aktiv verhalten. Sie ist von Torton-Schichten überdeckt und wurde nur in den Bohrungen festgestellt, welche auf die Existenz der vorerwähnten Elevation hindeuteten. Bei der Identifizierung der Struktur hat auch die räumliche Festlegung einzelner stratigraphischer Stufen und deren fazielle Studien bedeutende Rolle gespielt. Gravimetrische Messungen haben die Elevation nur unklar angedeutet, offensichtlich deshalb, weil die Elevation durch Quer- bzw. auch Schrägbrüche gestört ist.

Die Elevation verläuft in NE—SW Richtung und deckt sich räumlich im wesentlichen mit der vorrupelischen Depression, bzw. mit ihrem Randgebiet. Diese Tatsache macht uns auf die Inversion der Gewölbe-Tektonik aufmerksam. Gravimetrische Messungen geben uns kein prezises Bild über die Begrenzung der Elevation von Šahy. Trotz dem aber kann man annehmen, dass sie vom Ipeľer Kessel durch keinen Bruch oder Bruchgruppe getrennt ist. Verwerfungen, wenn sie an der Ausbildung der Elevation überhaupt beteiligt waren, spielten dabei nur eine untergeordnete (sekundäre) Rolle; tangentialer Druck konnte hingegen dabei auch mitgewirkt haben.

Die extrem exponierten Teile der Elevation von Šahy wurden (gleich wie im Falle der vorrupelischen Elevation) stark denudiert. Mesozoische (mit Ausnahme der Untertrias) bzw. auch Eozän-Schichten wurden von der Elevation abgetragen (die Anwesenheit dieser Gesteine in der Elevation ist oben erklärt).

Die Elevation von Šahy beeinflusste auch den *Bau des Tertiärs im Ipeľer Kessel*, der während der Stabilität der Elevation ihren mobilen Flügel darstellte. Die allgemeine Entwicklung des Tertiärs (zwischen dem Rupel und Karpatien) stand unter dem Einfluss dieses mobilen Flügels. Vor allem wurde der Umfang einzelner Transgressionen vom Umfang der Bewegungen des mobilen Elevationsflügels abhängig. Der Umfang der Transgressionen beeinflusste wiederum a) die räumliche Verteilung; b) die lithofazielle und biofazielle Entwicklung und c) die Mächtigkeit der Schichten in einzelnen Sedimentationszyklen.

Die räumliche Verteilung der Sedimente einzelner Stufen, oder Sedimentationszyklen ist von der Elevation dadurch abhängig, dass die älteren Schichten auf der Elevation früher auslöschen als die jüngeren Schichten. Aber auch die grösste Transgression konnte die ganze Elevation nicht überfluten. Wenn die Trans-

gression überhaupt über die Barriere der Elevation in Richtung zum westkarpatischen Bogen (zu seinem Zentrum) vordringen konnte, so geschah es durch die Querverwerfungen.

In der lithofaziellen und biofaziellen Entwicklung macht sich die Elevation durch laterale Faziesveränderungen geltend. Ich Richtung zur Elevation ändert sich die lithologische Zusammensetzung der Ablagerungen; eintönige Sedimente der neritischen Zone werden von bunteren sublitoralen, event. auch litoralen Schichten ersetzt. Das gilt auch über die Ersetzung der neritischen Bioassoziationen durch flachneritische bis sublitorale. Nahe der exponierten Teile der Elevation ist in den Ablagerungen die Oszilation des Meeresniveau — plötzliche Abwechslung der Schichten mit Tiefsee-Faunen und der mit ausgesprochenem Flachsee-Charakter zu verzeichnen.

In Richtung zur Elevation *reduziert sich die Mächtigkeit der Schichten einzelner Stufen,* bis sie da gänzlich auslöschen und somit in der Schichtenabfolge ganz fehlen.

Die Transgression im Torton griff in den Ipeľer Kessel bereits unbeeinflusst von der Šahy-Elevation vor. Das Meer überflutete die ganze Elevation und seine Ablagerungen überdeckten sie.

Gewölbstrukturen der Oberfläche

Angefangen mit der Torton-Zeit bis heute macht sich im Ipeľer Kessel die jüngste Gewölbstruktur — *die Elevation des Ipeľer Kessels* geltend. Sie stellt den NW Rand der sich stabilisierenden Zone des ungarischen Mittelgebirges vor, welche bis zum Torton meistens mobil war (Vass 1964). Bereits auf den ersten Blick auf die Karte fällt die Abwesenheit mariner Schichten (angefangen mit Obertorton) auf. Litho- und biofazielle Studien der Torton-Schichten deuten darauf, dass sich die Elevation bereits im Untertorton auszubilden begann.

Im Zusammenhang mit der tortonischen Transgression kam es zu weiterer Inversion der Gewölbe-Tektonik. *Die Elevation von Šahy wurde zu einem am intensivsten sinkenden Gebiet umgewandelt, während der eigentliche Ipeľer Kessel sich allmählich stabilisierte.* Die untertortonischen Schichten haben sich vielleicht im ganzen Kessel abgesetzt. Ihre litho- und biofazielle Entwicklung stand unter dem starken Einfluss des andesitischen Vulkanismus. Nach dem Auslöschen der I. andesitischen Phase kam es offensichtlich zur Differenziation der Bewegungen im Ipeľer Kessel. Die Sinkungen im östlichen und mittleren Teil des Kessels blieben hinter denen des westlichen Teiles, bzw. der anliegenden Gebiete des kleinen Donau-Beckens. Infolge dessen kam es zur *unterschiedlichen faziellen Entwicklung im höheren Untertorton.* Im westlichen Teil sind pelitische Tiefsee-Ablagerungen bekannt, (schwachtuffitische Mergeltone mit *Amusium denudatum* bei Hrušov); lithologisch ähnliche Schichten, aber mit flacherem Biotop treten bei Kosihovce auf. Allerdings wird diese Fazies in östlicher Rich-

tung durch flachere sublitorale bis litorale Sedimente ersetzt. Die Differentiation der Bewegungen im Ipeľer Kessel steigerte sich auch im Oberen Torton (Obertorton im Sinne T. Buday's 1955); zur Konsolidierung des ganzen Kessels kommt es erst gegen Ende des Torton. Die Entwicklung der Elevation setzt auch weiterhin fort; sie bildet einen emporgehobenen Block, der trotz Bildung vieler Graben in seiner Mitte mit grossen Sprunghöhen weder von der sarmatischen, noch von pannonischer Transgression in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Auf Grund der aufgeschlossenen Aquitan-Schichten auf grossen Flächen im südlichen Teil des Kessels, bzw. an beiden Ufern des Ipeľ-Flusses nehmen wir an, dass der Kessel eben an diesen Stellen am höchsten emporgehoben wurde. Das ursprüngliche Flussbett des Ipeľ verlief im Pleistozän längs des Elevationszentrums und bildete antezendente Flusstäler, in welchen sich Aquitan-Schichten abgesetzt haben. Das Gebirge Krupinská vrchovina hat sich damals morphologisch noch nicht durchgesetzt (die Vertretung der Andesit-Gerölle in den Altterrassen überschreitet nicht den Durchschnittswert). Im Holozän hat sich das Maximum der Aufwölbung von Süden des Ipeľer Kessels ins Gebirge Krupinská vrchovina versetzt. Davon zeugt einerseits der junge Ursprung der morphologischen Konfiguration dieses Gebirges, und andererseits auch die Veränderung in der Zusammensetzung der rezenten Ipeľ-Schotter gegenüber den älteren vorholozänen Terrassen. Der Andesit-Gehalt in den rezenten Schottern dominiert stark über dem üblichen Durchschnitt (M. Marková 1964).

Bruchstrukturen

Diese Strukturen sind durch Bruchtektonik bedingt und durch Horste und Graben vertreten. Die von ungestörten Ablagerungen überdeckten Bruchstrukturen bezeichnen wir als *begrabene Bruchstrukturen;* solche, bei welchen auch jüngste Ablagerungen durch Brüche in Mitleidenschaft gezogen wurden, bezeichnen wir als *Oberflächen-Bruchstrukturen.* Die ersteren sind meistens von Torton-Schichten überdeckt; darum zählen wir zu ihnen alle vortortonische Bruchstrukturen. Nach Orientation der Brüche gegenüber dem Streichen der westkarpatischen Einheiten teilen wir sie in: a) *vortortonische Längsstrukturen;* b) *vortortonische Querstrukturen.*

Die ersteren — Längsstrukturen — sind von den vorerwähnten Systemen der Bruchstrukturen die ältesten. Darum werden sie durch jüngere Brüche oft gestört und auch verwischt. Ihre Identifizierung ist daher sehr erschwert. Anzeichen der synsedimentären Aktivität der Längsstrukturen finden wir auf der Karte der Schichtenmächtigkeit einzelner Stufen, besonders des Oberburdigal und des Helvet s. s. Auf diesen Karten sind in SW—NE Richtung die Gebiete mit maximaler Ablagerung und Rücken mit relativ armer Vertretung der erwähnten Stufen (vergleiche auch Vass 1964; S. 79, 80; natürlich haben wir dabei nur die Teile der Mächtigkeitskarten berücksichtigt, wo die betreffenden Sedi-

mente von den chronologisch nächstfolgenden Ablagerungen überdeckt sind).

Manche Längsbrüche, bzw. auch ganze Strukturen waren auch unmittelbar vor der Torton-Zeit tätig, oder aktivierten sich im Torton, event. auch nach dem Torton. Solche Brüche sind dann auch in der geologischen Karte klar gekennzeichnet (wie zum Beispiel der *Čebovecer Bruch,* der den ganzen Kessel in SW—NE Richtung quer durchschneidet), oder werden auf der „Topobuguer'schen" Isoanomalkarte (zum Beispiel *Horst von Vanov vrch* im Untergrund der tortonischen Pyroklastiken) hervorgehoben.

Die vortortonischen Querbruch-Strukturen streichen generell in NW—SE Richtung. Zum erstenmal hat sie V a s s (1964) beschrieben. Die Längsstrukturen werden von diesen Querbrüchen gestört und verwischt, hauptsächlich deshalb, weil die letzteren nach der Karpatien- und Torton-Zeit tätig waren (allerdings bedeutet das nicht, dass diese Brüche auch nicht früher aktiv waren). Einige bedeutendere vortortonische Querstrukturen sind nicht nur in den Isoanomalkarten des Karpatien aufgezeichnet, sondern ihre Existenz ist bereits im Aquitan offenbar. Als solche kann man den *Graben von Dačov Lom* bezeichnen, der bereits vom Aquitan an die Kontinuität der Šahy-Elevation störte und offensichtlich den synsedimentären Charakter trug. Sein Gegenbild sind die *Hochschollen von Strehová,* wo die Schichten des Karpatien auskeilen. Allerdings besteht zwischen dem Auslöschen dieser Schichten und dem des Helvet und Karpatien auf der Elevation von Šahy ein Unterschied. Im letzteren Falle geschiet so primär — die Schichten löschen in chronologischer Reihenfolge aus (zuerst die älteren, dann die jüngeren Schichten); auf den Hochschollen von Strehová ist das Auslöschen der Karpatien-Schichten durch *die Denudation* (also durch ein postsedimentäres Ereignis) bedingt. Der lappenartige Verlauf der O-Isomale des Karpatien unterhalb der Torton-Schichten auf den Strehov-Hochschollen deutet auf buntere tektonische Gliederung des Strehov-Horstes in zahlreiche Hoch- und Tiefschollen. Von Osten nach Westen sind es: die *Chrťany-Hochscholle, die Tiefzwischenscholle von Strážná Hora, die Koprovnicer Hochscholle und die Tiefzwischenscholle von Strháre.* Längs des Flussbettes von Stará rieka verläuft eine bedeutende tektonische Störung, welche die Strehov-Hochschollen vom Dačov Lom-Graben trennt. Man kann erwarten, dass in SW Richtung sich weitere Hochschollen befinden; leider für die nähere Analyse dieser Struktur fehlen uns die Bohrungen.

D i e O b e r f l ä c h e n - B r u c h s t r u k t u r e n

Unterscheiden sich von den vorerwähnten dadurch, dass sie von jüngeren Ablagerungen nicht überdeckt und daher bei der geologischen Kartierung und morphologisch gut verfolgbar sind (die meisten Täler sind auf den Bruchlinien angelegt). Diese Strukturen entstanden im Torton und waren auch später aktiv (manche sind es bis heute). Obwohl man die nachtortonischen Bewegungen sowohl auf

Längs- als auch Querbrüchen nicht ausschliessen kann, die ausgeprägteren tektonischen Strukturen haben sich auf den Querbrüchen gebildet.

Die tortonischen und nachtortonischen Querstrukturen haben ähnliches Streichen wie die vortortonischen Querstrukturen (NE—SW) und zählen zu den jüngsten Bruchstrukturen im Ipeľer Kessel. Die nachtortonischen tektonischen Bewegungen hat bereits Noszky (1940) teilweise beschrieben. Später hat V. Čechovič (1952) im östlichen Teil des Kessels zwei Strukturen ausgegliedert und nach ihm veröffentlichte Seneš (1958) die Charakteristik der Grundstrukturen im mittleren und östlichen Teil des Kessels. Die jüngsten tortonnachtortonischen Strukturen des ganzen Ipeľer Kessels sind Gegenstand der Arbeit von Vass — Tomášek (1963), und Vass (1964).

Die Strukturen haben *teilweise den synsedimentaren Charakter.* Die synsedimentären Bewegungen machen sich an der Entwicklung der obertortonischen kontinentalen pyroklastich-sedimentaren Schichten haupsächlich im östlichen Teil des Kessels geltend (näheres davon siehe in D. Vass 1963). Sie formierten sich nach dem Abschluss der marinen Sedimentation. Wenn sie auch teilweise synsedimentär sind, haben sich in der späteren Entwicklung des Ipeľer Kessels solche Bedingungen nicht mehr geschaffen, die ihr Überdecken durch die jüngeren marinen Schichten ermöglichen könnten. Im Gegenteil, die Denudation, der der Ipeľer Kessel vom Anfang des Sarmat an ausgesetzt war, hat die Bruchstrukturen noch hervorgehoben, führte zur Inversion des Reliefs (zum Beispiel der einstige Graben von Horné Strháre-Trenč bildet heute den morphologischen durch Torton-Pyroklastikum gebauten Rücken), zur Vertiefung der Täler an Bruchlinien u. ä. Oftmals kann man an der Oberfläche auch Brüche mit relativ geringerer Sprunghöhe (20—50 m) beobachten.

Zu den bedeutendsten torton-nachtortonischen Bruchstrukturen im Ipeľer Kessel gehören:

Der Graben von Horné Strháre—Trenč im östlichen Teil des Kessels, der auch bis in den anliegenden Lučenec-Kessel vorgreift. Er bildet eine der ausgeprägtesten Bruchstrukturen dieses Gebietes. Die maximale Sprungshöhe beträgt bis 400 m. Wie bereits erwähnt, steigt jetzt dieser Graben infolge der Inversion des Reliefs übers Niveau des Kessels empor, einen morphologischen Rücken bildend.

Die Hochscholle von Straciny ist in Osten durch den Randbruch des vorerwähnten Horné Strháre—Trenč-Grabens (der Bruch zwischen Horné Strháre und Bušince), in Westen durch den Randbruch des Modrý Kameň-Grabens begrenzt. Das Hochschollen-System bildet einen Horst — einen Komplex von kleineren Hoch- und Tiefschollen.

Der Graben von Modrý Kameň besitzt einen asymmetrischen Bau und vertieft sich von der Straciny-Hochscholle in der SW Richtung. Seine Begrenzung in SW bildet der einzige grosse Bruch entlang des Baches Plachtinský potok.

Die Hochschollen von Príbelce—Plachtince haben ähnlichen komplizierten horstartigen Bau wie die Schollen von Straciny. In SW sind sie vom Vinice-Graben durch einen Bruch zwischen den Gemeinden Širakov—Kamenné Kosihy und Lesenica, bzw. weiter in SE Richtung getrennt.

Der Vinice-Graben hat einen asymmetrischen Bau und nimmt eigentlich den ganzen westlichen Teil des Ipeľer Kessels ein. Seine relativ am tiefsten gesunkene Scholle liegt zwischen Vinice und Šečiatky.

Die westlichste Bruchstruktur im Ipeľer Kessel ist der *Horst von Horné Turovce,* den man auch ausserhalb unseres studierten Gebietes bis zur Stadt Levice verfolgen kann. In unserem Kessel liegt nur seiner SE-Ausläufer — die *Hochschollen des Baches Berinčenský potok,* die von dem Vinice-Graben durch einen Bruch zwischen Horné Turovce und Plášťovce (in NW—SE Richtung) begrenzt sind.

Strukturen der Kreuzsprungzone

Diese Strukturen stellen einen besonderen Fall der Bruchstrukturen dar und bildeten sich bei der Kreuzung der vortortonischen und torton-nachtortonischen Querstrukturen. Wie wir bereits erwähnt haben, war der generelle Verlauf der vortortonischen und torton-nachtortonischen Störungen im wesentlichen ähnlich, etwa in der NW—SE Richtung. Durch ein dichteres Netz von Bohrungen im östlichen Teil des Ipeľer Kessels konnte man eine interessante gegenseitige Beziehung zwischen diesen beiden Störungssystemen entdecken. *Beide Bruchsysteme haben einen annähernd parallelen, oder nur mässig schrägen Verlauf; nur im östlichen Teil dieses Kessels weisen die Schollenbewegungen den entgegengesetzten Sinn.* Die Hochschollen von Strehov (eine vortortonische Struktur) sind durch das Bruchsystem des Horné Strháre—Trenč-Grabens (eine torton- nachtortonische Struktur) gestört. Infolge dessen hat sich da eine für das südslowakische Tertiär eigenartige Bruchstruktur gebildet — eine Struktur der *Quersenkungen* (eingehend wird dieses Problem in einer anderen Arbeit des Verfassers behandelt; siehe V a s s 1963).

Einige vortortonische Querbrüche haben ihre Aktivität auch im Torton, eventuell auch nach der Torton-Zeit erneuert und daher nehmen sowohl an dem Bau der vortortonischen, als auch der torton-nachtortonischen Strukturen teil. Zu solchen zählt der längs des Baches Plachtinský Potok verlaufende Bruch, der in SW den vortortonischen Dačov Lom-Graben, wie auch den jüngeren Modrý Kameň-Graben begrenzt. Dadurch wurde wahrscheinlich der asymmetrische Bau des Grabens von Modrý Kameň bedingt.

Schlussfolgerungen

Unsere neueren Erkenntnisse über die Entwicklung der tektonischen Strukturen im Ipeľer Kessel und deren gegenseitige Beziehungen kann man folgend zusammenfassen:

In der tektonischen Entwicklung des Ipeľer Kessels ist eine starke Tendenz zur Inversion der Gewölbe-Elevationen, zu beobachten. Gebiete, die in gewissen Zeitabschnitten Gewölbe bildeten, werden später zu Depressionen umgewandelt und umgekehrt. Im ganzen hat sich die tektonische Aktivität des Ipeľer Kessels, solange man es aus der Füllung des Kessels beurteilen kann, erneuert, und zwar vor der Rupel-Zeit (die Einsetzung dieser Bewegungen kann man nicht näher datieren), im Rupel bis Karpatien und schliesslich vom Anfang des Torton bis heute. Der dreimalige Rückkehr der Inversionen hat im Ipeľer Kessel zur Bildung dreier Strukturunterstufen geführt; jede von ihnen — die Elevationstruktur — äussert sich am geologischen Bau der betreffenden stratigraphischen Stufe des Tertiärs mit Ausnahme der ältesten Elevation, die noch in der Vortertiär-Zeit (vor Ablagerung der ältesten Neogenschichten im Kessel, d. h. vor Rupel) entstanden war.

Die Emporhebungen derselben Elevationsstruktur und Belebung der Brüche folgten einigemale nacheinander, oder verliefen auch gleichzeitig. So zum Beispiel in der Zeit von Torton an bis heute hat sich sowohl die Aufwölbung der Elevation des Ipeľer Kessels als auch die Bewegungen längs der torton-nachtortonischen Brüche geltend gemacht. Beide tektonischen Prozesse nahmen sowohl auf dem geologischen Aufbau der Torton-Schichten, als auch auf der späteren morphologischen Ausbildung des Gebietes teil. Ihren Einfluss kann man auch auf der Modellierung des heutigen Reliefs sowohl des Ipeľer Kessels als auch des Gebirges Krupinská vrchovina verfolgen.

Im Ipeľer Kessel bilden die Bruchstrukturen und die bruchfreien Gewölbe keine gemeinsame (kombinierte) Strukturen. Es gibt keine grösseren, längs der Elevationen verlaufenden Brüche, die den Elevationscharakter der ersteren deutlicher hervorheben könnten. Die Šahy-Elevation ist zwar durch Brüche begrenzt; aber da handelt es sich um sekundäre Querbrüche. Die jüngeren Bruchstrukturen — Horste, die quer durch die Elevationen verlaufen, führen zu positiven Anomalien an Stellen, wo sie die Elevationen durchkreuzen.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

SCHRIFTTUM

[1] Buday T., 1955: Současný stav stratigrafických výzkumů ve sp. a str. miocénu Dolnomoravského úvalu. Věstník ÚÚG 30, Praha. — [2] Buday T., 1963: Tektogeneze karpatských neogenních pánví a jejich stavební styl. Manuscript; Geofond, Bratislava. — [3] Čechovič V.,

1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. Geol. práce, Zošit 33, Bratislava. — [4] Klinec A. — Vrána St., 1964: Krystalinikum v oblasti Šiah. Manuscript; Archív GÚDŠ. — [5] Marková M., 1964: Zpráva o petrografickom výskume pre úlohu 02-A-III za r. 1963. Manuscript; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Noszky E., 1940: Das Cserhát-Gebirge. Geologische Beschreibung Ungarischer Landschaften. Budapest. — [7] Seneš J., 1958: Geologické poměry širšího okolí opěrne vrtby (Bušince 1). Práce Ústavu pro naftový výzkum, sv. 10, Brno. — [8] Vass D., 1963: Tectonic Mobility and its Effect Upon the Miocene Sedimentation of the Ipeľská kotlina Basin. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava. — [9] Vass D., 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. Manuscript; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Vass D. — Gabčo R., 1964: Príspevok k identifikacii domnelých triasových kremencov pri Žihľave, Čas. pro min. a geol., Praha. — [11] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava.

IVAN CICHA—JIŘÍ TEJKAL

ZUM PROBLEM DES SOG. TORTON IN DEN WESTKARPATISCHEN BECKEN (MITTELMIOZÄN)

Die traditionelle stratigraphische Einteilung des Miozän in eine geschlossene Zahl von Stufen, welche bereits im vorigen Jahrhundert definiert wurden, verliert allmählich mit der Zeit den Charakter einer allgemein gültigen Norm. Einzelne stratigraphischen Stufen hat man in verschiedenen isolierten Fundorten und Querschnitten aus unterschiedlichen Sedimentationsräumen Europas aufgestellt. Die Übertragung ihrer Gültigkeit auf andere Becken mit abweichender paläogeographischer Entwicklung und spezifischer Schichtenabfolge hatte bei den damaligen beschränkten Korrelationsmöglichkeiten zur Aufstellung einer konventionellen stratigraphischen Skala geführt, die sich bei der allgemeinen formellen Uniformität in einzelnen Gebieten vom tatsächlichen Inhalt wesentlich unterscheidet. Man kann deshalb sagen, dass diese Konvention nicht nur mit Tatsachen im Widerspruch steht, sondern sie wird auch als sehr ernstes Hindernis bei der stratigraphischen Korrelation. Aus diesem Grunde sind die Bemühungen, wenigstens provisorisch die fraglich verwendeten Bezeichnungen der internationalen Skala durch exakter definierte lokale Benennungen zu ersetzen (zum Beispiel J. Kapounek — A. Papp & K. Turnovský 1960), ganz begreiflich. Wir sind aber der Meinung, dass mit Rücksicht auf grosse Vorschritte, welche die Biostratigraphie des Miozän erzielt hatte, in einigen Fällen bereits jetzt eine andere Lösung möglich wäre — d. h. eine ganz verlässliche Definition der Einheiten der internationalen stratigraphischen und geochronologischen Skala auch ausserhalb der betreffenden Typuslokalitäten. In diesem Artikel wollen wir uns mit der Problematik des sog. Torton in westkarpatischen Becken, das da manchmal einen bis einige Tausend Meter mächtigen Schichtenkomplex bildet, beschäftigen.

Als Grundlage der neueren Unterstufung des sog. Torton in unserem Gebiet dient die Grill'sche Gliederung (R. Grill 1941, 1943) in einige mikro-

paläontologischen Zonen (vor allem auf Grund der Foraminiferenfauna): die untere Lageniden-Zone; Zone *Robulus cultratus* Montf.; Zone *Spiroplectammina carinata* (Orb.); Zone *Bolivina dilatata* Rss. und Zone *Ammonia beccarii* (L.). Neuere Forschungen ermöglichen uns einzelne Zonen in grössere Einheiten einzugliedern, die im wesentlichen den Sedimentationszyklen entsprechen. So wird die Lanzensdorfer Lageniden-Zone und Zone *Robulus cultratus* von österreichischen Autoren zum sog. Untertorton, die Zone *Spiroplectammina carinata* (die Agglutinantienzone) zum Mittel- und schliesslich die Zone *Bolivina dilatata* (Bolivina-Bulimina-Zone) und Zone *Ammonia beccarii* zum Obertorton gestellt. Die meisten im westkarpatischen Neogen arbeitenden Autoren unterscheiden das Mitteltorton nicht und die Zone *Spiroplectammina carinata* gliedern sie bereits ins Obertorton ein (z. B. T. Buday 1955).

Diese ziemlich eingehende Untergliederung des Torton ist allerdings nur für einen Teil einer Bioprovinz gültig und kann keinesfalls die Richtigkeit seiner Auffassung als Altersstufe garantieren. Von diesem Standpunkt aus ist es notwendig (wie darauf bereits A. Papp [z. B. 1963] hinweist), die Beziehung des betreffenden Schichtenkomplexes der Paratethys zur Typuslokalität des Tortoniano und zu seinem Stratotyp — Rio Mazzapiedi, St. Agata fosili (K. Mayer — Eymar 1858) zu lösen. A. Papp konnte vor allem auf Grund des Studiums der Uvigerina-Vertreter feststellen, dass äquivalente Schichten des italienischen Tortoniano in den marinen Entwicklungen des Ober-Torton im Wiener Becken zu suchen sind.

Mit Rücksicht auf problematische Beziehung des Torton (s. l.) der Zentralparatethys zum Stratotyp haben bereits J. Kapounek — A. Papp & K. Turnovsky (1960) für ihn die Bezeichnung *Badener Serie* vorgeschlagen. Dadurch wird zwar diese Nichtübereinstimmung vom nomenklatorischen Standpunkt aus gewissermassen geregelt, aber bei etwaigem Vergleich mit den aussermittelparatethyschen Gebieten muss man sich wiederum nur auf die Grill'schen Zonen stützen (vergleiche J. Kapounek — K. Brix & K. Turnovsky 1964). Durch die Badener Serie wird also die Bezeichnung „Torton" in ganzer seiner ehemaliger Auffassung ersetzt. Sie stellt eine stratigraphische Einheit vor, welche über die Grenzen einer einzelnen Stufe hinaus reicht. Ihre Aequivalente ausserhalb des Paratethys-Raumes, wie wir es noch zeigen, sind zum Beispiel Langhiano s. s., Elveziano und Tortoniano Italiens. Man kann sie daher — wegen ihrer zu breiten Auffassung — kaum für einen wesentlichen Beitrag bei den interregionalen Korrelationen betrachten.

Im Raume der Zentralparatethys (alpin-karpatische Vortiefe östlich von St. Pölten, Wiener und Steyrisches Becken, intrakarpatische Depression) lagern die basalen Schichten des hiesigen Torton — der Badener Serie (Lagenidenzone) unmittelbar oberhalb des Karpatien transgressiv und überwiegend auch diskordant (wenn auch örtlich flüssige Übergänge mit ununterbrochener Ablagerung nicht

auszuschliessen sind). Der oberste Karpatien ist durch die Entwicklung mit *Globigerinoides bisphaerica* Todd charakterisiert, die im zwischenregionalen Masstab zur Zone *Globigerinatella insueta* gehört. Auf der Basis der in der Zentralparatethys zum Torton gestellten Schichten setzt zum erstenmal die Gatt. *Orbulina* ein mit *Orbulina suturalis* Bronn., *O. glomerosa* Blow., *O. bilobata* Orb., *O. transitoria* Bolli, weiter mit *Globorotalia fohsi barisanensis* Bolli, *Globigerinoides rubra* Brady usw. Die planktonischen Foraminiferen erscheinen auch da als ein sehr wichtiger biostratigraphischer Faktor. Auf Grund dieser Faunen kann man „Torton" in den westkarpatischen Becken in folgende Zonen einteilen (von der Basis an): 1. Zone *Orbulina suturalis* und *Globorotalia mayeri*, praktisch äquivalent mit der Lagenidenzone (in Grill' scher Einteilung); 2. Zone *Globorotalia fohsi barisanensis* (die seltener auch in der älteren Zone vorkommt) mit häufigen Globoquadrinen. Diese Zone entspricht grösstenteils der Zone *Robulus cultratus* und der sog. *Valvulineria*-Zone in der Vortiefe des Ostrauer Gebietes und Polens (S. Alexandrowicz 1958, 1963; I. Cicha 1960 usw.); 3. darüber folgt die Zone *Globigerina praebulloides* Blow und *Gl. praebulloides occlusa* Blow & Banner, seltener mit *Globigerina nepenthes* Todd und mit Vertretern der Gatt. *Orbulina, Globigerinoides* usw. Diese Zone ist mit der *Spiroplectammina carinata* Zone und mit den marinen Entwicklungen der *Bulimina-Bolivina*-Zone äquivalent. *Orbulina glomerosa* und *O. transitoria*, welche für die Zone 1 und 2 typisch sind, kommen hier nicht mehr vor.

Im Torton der Typlokalität in Norditalien gehört zu den bedeutendsten Fossilien neben den kielförmigen Globorotalien auch *Globigerina nepenthes* Todd (M. B. Cita & I. P. Silva 1964), welche aus den älteren Schichten (Langhiano — Elveziano) nicht bekannt ist. Auf der Insel Trinidad und in Venezuela (Bolli & Blow 1957, 1959) setzt diese Art in der sog. Lengua-Formation in der Zone *Globorotalia mayeri* ein und geht auch in die Zone *Globorotalia lenguensis* über. Auch auf den Filipinen beginnt *Globigerina nepenthes*, wie das O. L. Bandy feststellt (1963), wesentlich später zu erscheinen als erste Orbulina-Vertreter. Der Anfang ihres Auftretens fällt also immer annähernd in dasselbe stratigraphische Niveau, d. h. oberhalb der Zone mit *Globorotalia fohsi* ssp. Es handelt sich also um eine Leitfossilie des Torton s. s. mit breiter regionaler Ausdehnung. Zu solchen Beschlüssen gelangte auch das Mikropaläontologische Symposium auf dem Kongres des Comité du Néogene Méditerranéen zu Bern (1964).

Berücksichtigen wir erste Vorkommen von *Globigerina nepenthes* in den zentralparatethyschen Becken, dann können wir die Zone *Spiroplectammina carinata* und Bulimina-Bolivina-Zone mit dem Tortoniano der Typlokalität vergleichen. Nur diese, bisher (in den westkarpatischen Becken) für „Obertorton" gehaltenen Schichten, kann man als Torton bezeichnen. Das Torton (in diesem Sinne) kann man im Wiener Becken, in der Donau-Ebene und im ostslowakischen Becken —

wie bereits erwähnt — in die Spiroplectammina-, die Bulimina-Bolivina-Zone und denen äquivalente Entwicklungen mit *Ammonia beccarii,* event. brackische Entwicklungen unterteilen.

Im westkarpatischen Raume zählen wir zum Torton auch die sog. Pseudotriplasia-Schichten (die der Spiroplectammina-Zone entsprechen), den Gipsstein-Horizont, die Spirialis- und Bulimina-Bolivina-Schichten im Tropauer Gebiet, einen Teil des sog. Opol gorny (Horizont II D Alexandrowicz's 1958, 1961, 1963), den Gipsstein-Horizont und Grabow Polens (Horizont III Alexandrowicz's). In der Ukraine gehört dazu der obere Teil der sog. Bogordschansk-Serie, d. h. Zone *Uvigerina asperula,* die der Zone *Spiroplectammina carinata* im Wiener Becken äquivalent ist, weiter die Tirass-Serie und die Kossov-Serie (Schichten von Verbovec, Prut, Kolomyja und Klokučnica). Die Kossov-Serie ist stratigraphisch mit der Bulimina-Bolivina-Zone des Wiener Beckens identisch. Im transkarpatischen Gebiet entsprechen dem Torton (im Sinne des Stratotypes) die sog. Talabor-Schichten mit *Uvigerina asperula,* die Terebliner Gipsstein-Schichten, die Schichten von Solotvina, Nankov, Neresnica und Darolin (vergleiche auch Vjalov — Pišvanova — Petraškovič & Grišķevič 1962; Venglinskij 1962). Ähnliche Entwicklung ist auch von Muntenia und Oltenia (Iorgulescu 1958) bekannt.

Deshalb können wir mit der bisherigen Unterteilung des Torton in den von uns verglichenen Gebieten in zwei Unterstufen auf Grund eines vergleichbaren Horizontes chemogener Sedimente [der zum Beispiel von S. Alexandrowicz 1963, und I. V. Venglinskij (1962) zum Untertorton, von O. S. Vjalov — L. S. Pišvanova et Kol. (1962) zum Obertorton eingegliedert wird] nicht einverstanden sein. Die stratigraphische Identität der Zone *Spiroplectammina carinata* und *Globigerina nepenthes* mit dem Untergrund des chemogenen Horizontes, d. h. mit den Pseudotriplasia-Schichten und mit dem Horizont *Uvigerina asperula* ist da ganz deutlich.

Die obere Grenze (d. h. mit dem Sarmat, bzw. mit den Aequivalenten des Messinien) ist bei uns durch Erscheinen der Buglowka-Faunen gegeben.

Im Liegenden des Torton (s. s.) im Wiener und Steyrischen Becken, in der alpin-karpatischen Vortiefe in Österreich und in Mähren, im Donau-, südslowakischen und ostslowakischen Becken befindet sich ein Sedimentenkomplex, der bisher zum sog. Untertorton (Lageniden-Zone — Entwicklung mit *Globorotalia fohsi barisanensis* und *Orbulina suturalis)* gestellt wurde. Im polnischen Gebiet der Vortiefe gehört dazu Unter-Opol, ein Teil des Ober-Opol (Horizonte IB, IIA, IIB, IIC Alexandrowicz's 1963), in der Ukraine untere Bogorodschansk-Schichten, d. h. die Schichtfolge mit *„Candrobulina" universa,* weiter die Novo Selo-Schichten in der karpatischen Ukraine, die „untertortonischen" Schichten des Siebenbürgischen Beckens (z. B. Schichten von Lapugy) und die ihnen entsprechende Entwicklung in NW-Bulgarien.

Ausserhalb des zentralparatethyschen Raumes finden wir eindeutige Äquivalente der Lageniden-Orbulinen-Schichten von westkarpatischen Becken im höheren Elveziano in Italien (siehe M. Ruscelli 1955; R. Selli 1957). Elveziano (im Sinne der Verhandlungen des Kongresses Com. Néog. Méditer., Bern 1964) ist durch erste Vorkommen der Orbulina-Vertreter charakteristisch; auch die übrige, vor allem die Lageniden-Fauna ist den Foramminiferen-Vergesellschaftungen der Lageniden-Orbulinen-Zonen der westkarpatischen Gebiete ähnlich. Die stratigraphische Vertikalverbreitung des Elveziano und dessen obere und untere Grenze sind im allgemeinen verlässlich bestimmt. In seinem Liegenden, bzw. im unteren Teil des Typusprofils von Langhiano befindet sich die Schichtfolge mit *Globigerinoides bisphaerica* und *Globigerinatella insueta,* welche dem Karpatien entspricht. Die obere Grenze ist durch häufiges Auftreten massiver kieliger Globorotalien und *Globigerina nepenthes* in unmittelbarem Hangenden dieser Grenze gegeben.

Auf der Insel Trinidad und in Venezuela ist ähnliche Situation. Dort aber gelang es Bolli (1957) diesen Schichtenkomplex noch in die Zone mit *Globorotalia fohsi barisanensis, Gl. fohsi fohsi, Gl. fohsi lobata* und *Gl. fohsi robusta* zu unterteilen. Diese eingehendere Unterstufung kann man nicht ganz eindeutig zum Beispiel in Australien und Neu Zeeland (M. Wade 1964; W. Jenkins 1964; P. Hornibrook 1964) verwenden. Die Faunenverhältnisse auf der unteren und oberen Grenze tragen gemeinsame Merkmale mit der Entwicklung in Italien und in den Westkarpaten. Auch da konnte das Eintreten der Orbulinen oberhalb der Vorkommen von kräftigen Globoratalien festgestellt werden.

Aber auch im westkarpatischen Raume kann man die Lageniden-Orbulinen-Schichtfolge mit Hilfe des Plankton eingehender nicht unterteilen, z. B. so wie es im Karibischen Raume geschehen ist. Möglicherweise wurden diese Unterschiede vor allem durch verschiedene ökologische Bedingungen, durch die nördlichere Lagerung und durch verschiedene Faktoren (wie z. B. beschränkte Verbindung mit der Tethys), welche die Verbreitung der empfindlichen Formen wesentlich beeinflussen konnten, hervorgerufen. Die bisherigen Forschungen zeigen, dass in unserem Gebiet die Sedimentation zwischen dem Karpat und dem Torton s. s. stellenweise ohne Unterbrechung weiter verlief, d. h. wir haben da eine vollständige Schichtenabfolge, in der die Grenze des „Untertorton" durch Hiaten nicht entstellt ist. Einzug der Orbulinen auf der Basis und Auftreten von *Globigerina nepenthes* oberhalb dieses Komplexes sind massgebende Merkmale für den Vergleich dieser Schichtfolgen mit dem Elveziano und ihrer Unterscheidung vom Torton.

Wir haben uns bisher mit dem tatsächlichen Zustand des Problems auseinander gesetzt. Nun bleibt uns noch die Frage vom nomenklatorischen Standpunkt aus zu lösen. Die Bezeichnung „Untertorton" ist in Beziehung zum Stratotyp des Torton nicht gerechtfertigt, wir halten sie für nicht geeignet und bei breiteren

stratigraphischen Korrelationen auch gewissermassen verwirrend. Die Bezeichnung Elveziano ist eigentlich die italienische Version des Helvetikum nicht nur etymologisch, sondern auch durch ihre Auffassung in der Literatur, also nur ein Wortsynonymum für die terminale Phase des Untermiozän im Liegenden des Karpatien (vergleiche I. Cicha — J. Tejkal & J. Seneš 1960). Elveziano, besonders seinen tieferen Teil, kann man vor allem auf Grund der Mikrofaunenentwicklung und des gemeinsamen Vorkommens von Orbulinen mit dem Sallomacien von SW Frankreich vergleichen; Sallomacien könnte man als eine Prioritätsbezeichnung betrachten. Aber mit Rücksicht auf den derzeitugen Stand seiner Erforschung und Bearbeitung und auf notwendige Revisionsarbeiten wäre diese Bezeichnung gewissermassen vorzeitig. Wir schlagen deshalb (bis zur entgültigen Lösung dieses Problems) für das sog. Untertorton der westkarpatischen Becken die Bezeichnung *Lanzensdorfer Serie* vor. Diese Bezeichnung bezieht sich eindeutig auf diesen mächtigen, faunistisch deutlich begrenzten Schichtenkomplex und ist nach der charakteristischen und auf ihre Art auch typischen Lokalität der Lageniden-Orbulinenfaunen im Wiener Becken gewählt.

SCHRIFTTUM

[1] Alexandrowicz St., 1958: Zarys stratigrafii mikrofaunistycznej miocenu slasko-krakowskiego. Kwartal. Geol., Warszawa — [2] Alexandrowicz St., 1961: Stratygrafia warstw chodenickych i grabowieckich w Chelmie nad Raba. Kwartal. Geol., Warszawa. — [3] Alexandrowicz St., 1963: Stratygrafia osadów miocenskich w Zaglebiu górnoslaskim. Instytut Geol., Tom XXXIX, Warszawa. — [4] Bandy O. L., 1964: Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. — Mikropaleontology, Vol. 10/1, Los Angeles. — [5] Bolli H. M., 1957: Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations in Trinidad. U. S. Nat. Mus. Bull. N 215, Washington. — [6] Buday T., 1955: The present state of stratigraphical research in the Lower Miocene of the Lower Morava Basin. Věstník ÚÚG 30, Praha. — [7] Cicha I., 1960: Přehledná zpráva o srovnávacích výzkumech v tortonu Paratethydy. — Zprávy o geol. výzk. v roce 1959, Praha. — [8] Cicha I., Tejkal J., Seneš J., 1960: Zur Frage des Helvets s. str. und zum sog. Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. — Wien. — [9] Cita M. B., Silva I. P., 1960: Pelagic Foraminifera from the type Langhian. — Inter. Geol. Congr. Report of the 21. Session Norden, Part 22, Copenhagen. — [10] Eames F. E., Banner F. T., Blow W. H., Clarck W. J., Cox L. R., 1962: Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation. — Cambridge University Press. — [11] Grill R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in den benachbarten Molassenanteilen. Oel und Kohle, XXXVII, Berlin. — [12] Grill R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. Mitt. Reichsamts f. Bodenforsch. VI, Wien. — [13] Hornibrook N. De. B., 1964: The Orbulina bioseries in the Clifden section, New Zealand. Symp. on Microp. lineages and zones; used for biostrat. subdivision of the Neogene, Bern. — [14] Iorgulescu T., 1958: Contributiuni la studiul micropaleontologic al neogenului din Oltenia. Lucrarile Institutului de Petrol, Gaze si Geologie din Buk. Nr 4, Bucurest. — [15] Jenkins D. Graham, 1964: Two lineages from the Neogene planctonic Foraminifera

of the Australasian region. Symp. on Microp. lineages and zones used for biostrat. subdivision of the Neogene, Bern. — [16] Kapounek J., Papp A., Turnovsky K., 1960: Grundzüge der Gliederung von Oligozän und älteren Miozän in Niederösterreich nördlich d. Donau. — Verh. d. Geol. B.—A, Wien. — [17] Mayer Ch., 1857—1858: Versuch einer neuen Klassifikation der Tertiär-gebilde Europas. — Ver. Schweiz. Ges. Naturw. Versamml., Trogen. — [18] Papp A., 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. — [19] Pareto L., 1865: Note sur les subdivision que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional. Bull. Soc. Géol. France, Paris. — [20] Ronchetti Rossi., 1955: I foraminiferi del deposito elveziano di Dogliani (Cuneo). Riv. Ital. di Paleont. e stratigrafia, LXI/4, Milano. — [21] Ruscelli M. A., 1956: La serie aquitaniano-elveziana del Rio Mainia (Asti). Riv. Ital. Paleont. e stratigrafia, Vol. 62/1, 2, Milano. — [22] Selli R., 1957: Sulla transgressione del Miocene nell Italia meridionale. Giorn. Geol., ser. 2, Bologna. — [23] Venglinskij I. V., 1962: Biostratigrafija miocenu Zakarpatja za faunoju foraminifer. Akad. nauk URSR Institut geologii korisnich kopalin, Kyjev. — [24] Vjalov O. S., Pišvanova L. S., Petraškevič M. I., Griškevič G. N., 1962: Schema stratigrafii miocena Zakarpatja. Bjulleteň Moskovskogo obšč. ispytatělej prirody 133. Moskva. — [25] Wade M., 1964: Lineages of planktonic Foraminifera in Australia. Symp. on Microp. lineages and zones used for biostrat. subdivision of the Neogene, Bern.

A. BEGAN—K. BORZA—J. SALAJ—O. SAMUEL

ON THE AGE OF UPOHLAVA CONGLOMERATES

Upchlava conglomerates occuring in the Klippen Belt of West Carpathians were described already by D. Štúr (1860) and supposed to be of Turonian age. D. Andrusov (1945) suggested later Santonian — Lower Campanian age for the conglomerates basing upon his own investigation. Age relation were assumed according to several hippurites occurences evaluated by O. Kühn. (O. Kühn — D. Andrusov 1937, 1942).* Due to rather uniform character of the above conglomerates paleontological assumptions were generalized for the entire Klippen Zone.

Such stratigraphic setting of conglomerates as well as erroneous stratigraphic evaluation of so-called lower globotruncana marls** resulted in suggestion that between Lower nad Middle Cretaceous*** interruption of sedimentation exists within Turonian — Lower Senonian period. This conclusion led to the assumption that conglomerates represent basal coarse detritic sequence of a new transgressive Upper Cretaceous cycle s. c. Rašov development (according to D. Andrusov 1945, p. 126—142; 1959 p. 317—323, they are typical parts of Upohlava beds).

Detailed investigations of particular Middle and Upper Cretaceous facies based upon micropaleontology however show errors of previous stratigraphy and paleogeographic interpretations. Recent investigations (M. Książkiewicz 1958; K. Birkenmajer 1959, 1960; S. M. Alexandrowicz — K. Bir-

* Majority of algal-coral organogene limestones previously supposed to be of Senonian age belongs to Paleocene or Upper Maastrichtian (Site: Pod Húšťom; J. Salaj — O. Samuel 1963, resp. O. Samuel — J. Salaj 1963).

** Previously the marl development overlying Albian sequences was considered as Cenomanian-Lower Turonian due to lack of fossils and lithological similarity (D. Andrusov 1959).

*** In the sense of E. Haug classification (1921).

kenmajer — S. Geroch 1962; V. Kantorová — A. Began 1958; B. Lešku — Samuel 1961; J. Salaj 1961) proved the existence of all Middle and Upper Cretaceous stages in marine development in Klippen Belt. These studies together with detailed geological mapping initiated the reinvestigation of stratigraphic position and petrography of Upohlava conglomerates. Petrographic character of Upohlava conglomerates has been studied by V. Zoubek (1931—37) and D. Andrusov (1945) detailed studies, however have been carried out only recently by K. Borza (1962, 1963). The stratigraphic setting was newly evaluated by A. Began (in J. Salaj 1961; J. Salaj — O. Samuel i. c.). Further discussed is the petrography and the stratigraphy of the conglomerates not only in Klippen and Manín Belts but also in Myjavská pahorkatina hills (Brezová Senonian). The stratigraphy was based upon foraminifera associations recovered either directly from conglomerate sequences or adjacent under and above beds.

Stratigraphic Setting and Brief Characteristics of Conglomerates

Brezová development of Central Carpathian Senonian. Upper Cretaceous of this development is resting disconformably over older pre-Upper Cretaceous basement (Triassic of Choč nappe). The sequence is started by coarse detritic members the majority of which form conglomerates. Outcrops are found in the vicinity of Vlachovský mlyn (SW of Brezová pod Bradlom) and NE of Bzince pod Javorinou. Conglomerates in the first locality are of brecciated character, medium to coarse grained cemented by red sand — clay cement (K. Borza — E. Martíny — A. Pospíšil 1959). Conglomerates prove the origin from shallow littoral marine environment. They are more or less homogenous, weakly rounded and sorted. Their composition corresponds partly or wholly to the basement of transgression. It the vicinity of Vlachovský Mlyn conglomerates are composed exclusively of carbonatic rocks 75 % of which belong to Triassic and 25 % to Jurassic. Triassic rocks are represented mostly by various limestones and dolomites. In Jurassic identified were: crinoid, crinoid spongolite, spongolite radiolarian and Calpionella limestones.

Only slightly different is the character of *Bzince conglomerates*. Analyses indicate the predominance of Triassic rock pebbles (65 %). They differ from previous locality by additional Cretaceous rock pebbles representing together with Jurassic some 30 % and 5 % of eruptive rocks. Igneous rocks are mostly intensely weathered. Triassic rocks are represented by various limestones and dolomites whereas Jurassic and Cretaceous rocks comprise crinoid, spongolite, radiolarian, reddish Malmian, Calpionella, Urgonian organic gravel limestones and orbitoline sandstones.

Interesting is the stratigraphic position of basal transgressive lithofacies the substantial part of which represent conglomerate sequences. According to microstratigraphic studies we came to the conclusion on the heterochronic age (J. Sa-

laj — O. Samuel in lit.). The first site corresponds to Upper Coniacian while the other one to Campanian. This phenomenon is probably due to subsidence of Outer Belts of Central Carpathian units.

Entirely different are the conglomerates occuring in Upper Campanian sequence. It is abundant for example in Široké Bradlo vicinity NE of Brezová pod Bradlom. In majority is composed of fragments of limestones, dolomitic limestones, dolomites, quartz sandstones, chlorite schists, lydites and quartz grains. Conglomerate cement is calcareous. The sequence indicates shallow water environment proved by abundant microfossils (orbitoides foraminiferes, algae, etc.).

Special attention must be devoted to *Myjavská pahorkatina Paleogene conglomerates* the major part of which has been previously regarded as Cretaceous. As indicated by preliminary analyses (outcrops in Jandová dolina near school) Paleogene conglomerates are predominantly polymict, coarse and the pebbles are rounded. They include rocks of sedimentary origin (80 %) and igneuos (20 %). From Triassic derived were fine grained conglomerates, quartzose sandstones, arkoses, graywackes, siltstones, limestones and dolomites. Jurassic and Cretaceous comprise crinoid limestones, spotted marly limestones, spongolite- radiolarian limestones, Pithonella ovalis limestones and Maastrichtian orbitoid sandstones (E. Köhler 1962).

In exotic material occur quartz porphyres, gray granites and vein quartz. Similar petrographic composition is found in conglomerates of another locality (settlement u Kravárikov).

Specific features of Paleogene (Paleocene) conglomerates are pebbles of Upper Senonian and coral-algal limestones forming reefs in this sequence. Presence of reef pebbles in the same stratigraphic horizons with reefs themselves is explained by the destruction of reefs simultaneous with their formation.

Manín unit according to D. Andrusov (1945, 1959) represents an integral part of Klippen Belt although Jurassic — Neocomian facies show great similarity with Vysoké Tatry series. According to above author the sedimentary cycle of Manín unit terminated in Middle Cretaceous (Lower Turonian). Senonian sediments occuring in this region are regarded already as members of Klippen Belt Cretaceous resting transgressively on Manín unit sediments. Recent microstratigraphic investigations, however proved complete sequence also in the stages when Manín unit as well as Klippen Belt should have been emerged. Stratigraphic analyses indicate that conglomerates of Manín unit occur also in various stratigraphic levels in connection with various facial types. Anomalous conglomerate occurences are found mainly in Považská Bystrica vicinity. They are related to the beds of Middle Cretaceous flysch development.

Middle Cretaceous of Manín unit shows generally considerable variability of facies. Predominating are gray, greenish-gray or bluish-gray marlstones, described as Sferosiderite beds (Albian — Lower Cenomanian). Another abundant

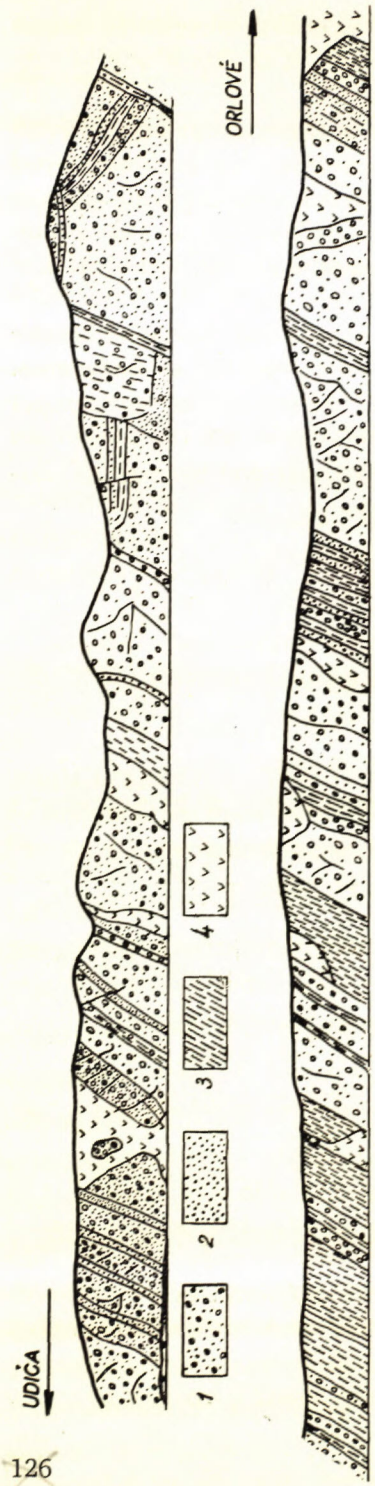


Fig. 1. Lithologic section along road between Udiče and Orlová. 1 — conglomerate with calcareous sands cement; 2 — sandstones; 3 — marlstones; 4 — debris.

facies represent the flysch sequences with conglomerates (Upper Albian — Lower Cenomanian). Beside these developments separated were beds of Praznov (Cenomanian) and Orlová sandstones (Cenomanian — Santonian) as well as variegated marly development in Turonian. It is evident that we are dealing to certain extent with heteropic facies. Related to sferosiderite beds occur thick lenses of sandstone (up to 20 m) alternating locally with marlstones giving the sequence flyschoidal character. Thick-bedded sandstones are analogical with sandstones of Orlová type. Detailed characteristics of Strážov sandstones was described by M. Kuthan (in D. Andrusov — M. Kuthan 1944) referring among other the pebbles of melaphyre porphyrites.

Extensive masses of conglomerates appear in the road scarp *between Udiča and Orlové* (Fig. 1) an further between Považská Bystrica and Milochov and north of Udiča. Conglomerates in the first locality represent some 80 % of the total thickness of sequence. The rest includes coarse grained and graded bedded sandstone beds alternating with the above conglomerates. Locally occuring are marlstone intercalations.

Conglomerates are in majority of coarse and less of medium grain, comprising Triassic quartzose sandstones and quartzites, arkosic sandstones, limestones, dolomites and oolitic sandy limestones, Jurassic and Cretaceous crinoid limestones, spongolites, radiolarian limestones, radiolarites, Calpionella and Urgonian gravel limestones. Paleozoic rocks are represented by lydites, quartz porphyres, amygdaloid porphyres, diabases and granites. (determined by. M. Krivý. pers. com.).

Marly intercalations carry rich foraminifere associations represented predominantly by planktonic species of Upper Albian age (Tab. 1). The posibility of Lower Cenomanian age however can not be excluded for the top part of the sequence. Concerning the stratigraphy of the above beds it must be kept in mind that we have nothing to do with redeposited foraminifer associations. Redeposited foraminifer associations are usually composed of various elements differing in age or carry some other specific features (bleaching, crushing of shells etc.). Foraminifer associations of the section described as well as other localities did not show any of the features characteristic for redeposition. It is believed that Upohlava beds are resting transgressively and disconformably on various members of pre-Upper Cretaceous basement composed in majority of marly or marly – sandy development rich in microfauna. If this is true than redeposition of foraminifers should be at least as frequent as in Brezová Senonian or in Paleogene beds adjacent to the Klippen Belt (Paleocene beds of Klippen Belt Paleogene, basal beds of Central Carpathian Paleogene).

Tab. 1

Microfauna	Albian		
	Upohlav	Orlové-Udiča	Streženice
Dendrophrya robusta Grzybowski	–	–	×
Ammodiscus tenuissimus (Gümbel)	×	–	×
Glomospirella gaultina (Berthelin)	–	–	×
Haplophragmoides nonioninoides (Reuss)	×	–	–
Spiroplectinata complanata (Reuss)	×	–	×
Clavulinoides gaultinus (Morozova)	–	–	×
Marssonella oxycona (Marsson)	×	–	–
Lenticulina div. sp.	–	–	×
Gyroidina infracretacea (Morozova)	–	×	×
Eurycheilostoma grandstandensis Tappan	×	–	–
Conorboides umiatensis (Tappan)	×	–	–
Anomalina (Gavelinella) ammonoides (Reuss)	×	–	–
Epistomina (Brotzenia) spinulifera (Reuss)	×	×	×
E. (Brotzenia) spinulifera polypioides (Eichenberg)	×	×	×
Epistomina (Brotzenia) charlotae Vieaux	–	×	–
Epistomina (Epistomina) reticulata (Reuss)	–	×	–
Hedbergella aff. globigerinellinoides (Subbotina)	×	–	–
Hedbergella globigerinellinoides (Subbotina)	–	–	×
Thalmanninella ticinensis (Gandolfi)	–	×	–
Ostracoda div. sp.	–	–	×

Further conglomerate occurence appears on the left bank of Váh river *between Považská Bystrica and Milochov.* Included locally are sandstone and shale beds.*

* Below these beds occurs flyschoid development with microfauna of Middle Albian.

The character of conglomerates is generally the same as of the previous types. Compared with previous localities graphite schists of Paleozoic age occur as additional element. J. Šilár (1956), V. Havlena (1956) recorded the occurence of cannel coal of Namurien age. Shales carry again Upper Albian microfauna among which besides *Epistomina* locally frequent is the *Thalmanninella ticinensis* (Gandolfi). Conglomerates in Upohlava occur in a deep escarpment of small creek some 500 m west of the village. They form 1—5 m thick beds in a flysch sequence yielding Albian microfauna.

Another studied locality is found *north of Udiča* (road cut between Udiča and Prosné). Well exposed conglomerates are found in the quarry. Pebbles are well rounded, composed of sedimentary rocks cemented by fine rock fragments derived from the same source. Predominant are Triassic quartzites, sandstones, arkosic sandstones, sandy claystones, limestones, dolomites, dolomite-limestones and oolitic limestones. Jurassic and Cretaceous rocks are represented by dark-gray

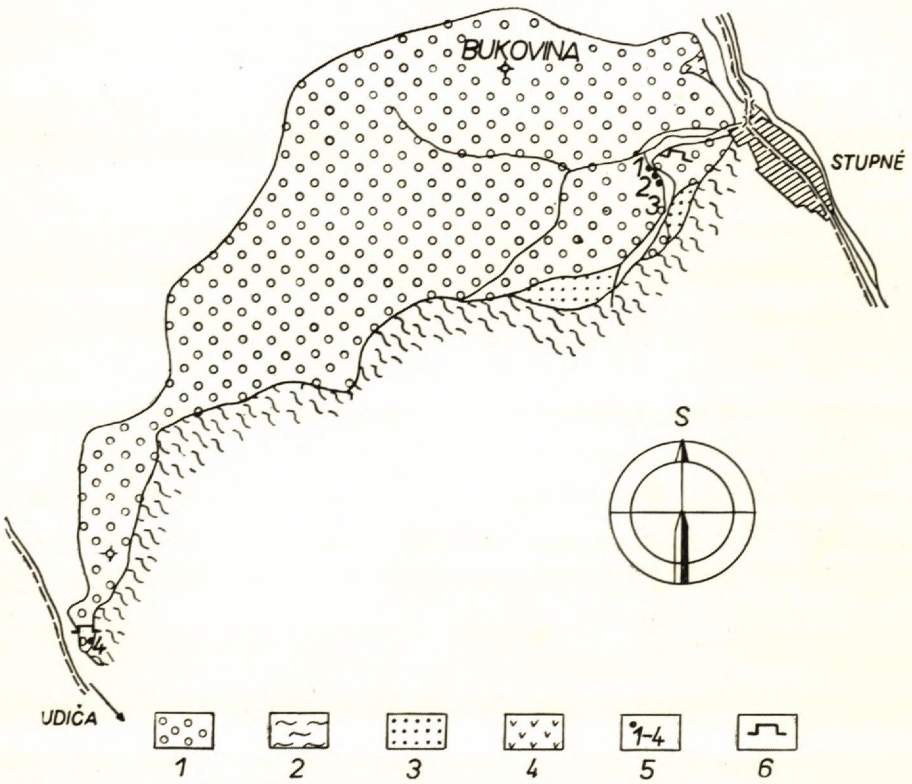


Fig. 2. Conglomerate — sandstone Flysch development between Udiča and Prosné. 1 — conglomerate; 2 — Sferosiderite beds; 3 — quarternary; 4 — debris; 5 — evaluated sample sites; 6 — quarry.

limestones, spongolite limestones, spongolites, dark-gray spotted limestones, radiolarites, Lombardia limestones, Calpionella, Nannoconus limestones, Urgonian gravel limestones and gray, polymict sandstones. Rather variable is the share of igneous rocks. Biotite granite, grayish-green epigranite, granite porphyry, diabase porphyrite, quartz porphyry, amygdaloidal porphyrite, diabase lamprophyre (determined by M. Krivý pers. com.).

Analyses indicate the same character of conglomerates as in previous locality. Different however is the stratigraphic setting, based mainly upon planktonic microfauna (Tab. 2), recovered from a small exposure several m south of the mentioned quarry. Exposed is a bed of loose conglometares changing into sandstones and marlstones containing the above association of foraminifers. This is already composed of species characterizing Lower Cenomanian.

In the *zone of Praznov—Zemiansky Kvašov—Horný Moštenec* developed is a series of organogene, conglomeratic limestones and conglomerates, calcareous bluish sandstones of Orlové type with grayish-green marl intercalations. This sequence changes gradually (southwestward) into psamitic — pelitic flysch development similar to the facies in the basement (Upper Albian) of this conglomerate zone. Compared with previous considerations (Santonian — Lower Campanian) the sequence is being regarded as Lower Cenomanian due to rich occurences of *Exogyra columba silicea* L a m. in the zone of Horný Moštenec—Zemiansky Kvašov—Praznov as well as due to occurences of mikrofauna (Tab. 2).

Tab. 2

Microfauna	Cenomanian			
	lower			upper
	Stupné	Udiča	H. Moštenec	Hradná-Súľov
Glomospirella gaultina (B e r t h e l i n)	×	—	—	—
Spiroplectinata complanata (R e u s s)	×	—	—	—
Clavulinoides gaultinus (M o r o z o v a)	×	—	—	—
Discorbis sp.	×	—	—	—
Hedbergella brittonensis L o e b l i c h & T a p p a n	×	—	—	—
Hedbergella planispira (T a p p a n)	×	×	—	—
Hedbergella portsdownensis (W i l l i a m s — M i t c h e l l)	—	×	—	—
Hedbergella washitensis (C a r s e y)	×	—	—	—
Biticinella breggiensis (G a n d o l f i)	×	—	—	—
Planomalina (Planomalina) buxtorfi (G a n d o l f i)	×	—	—	—
Rotundina stephani (G a n d o l f i)	—	—	×	—
Praeglobotruncana delrioensis (P l u m m e r)	—	—	—	×
Praeglobotruncana gibba K l a u s	—	—	—	×
Thalmanninella appenninica (R e n z)	—	—	×	—
Thalmanninella brotzeni S i g a l	×	×	—	—
Thalmanninella evoluta (S i g a l)	—	—	×	—
Thalmanninella reicheli (M o r n o d)	—	—	—	×
Thalmanninella ticinensis (G a n d o l f i)	×	×	×	—
Rotalipora cushmani cushmani (M o r r o w)	—	—	—	×

So far no direct paleontological proofs exist, concerning the age of conglomerates exposed *west of Maríková and Stupné.* In the first case (according to detailed geological map) conglomerates occur above the flysch development which contains rich *Thalmanninella ticinensis* (G a n d o l f i). Due to great vertical dispersion of this species (Middle Albian — Lower Cenomanian) a more detailed stratigraphic setting is impossible. Regardless to this however, it cannot be proved wheather the conglomerates are older as Turonian or younger as Middle Albian.

Conglomerates are massive composed mostly of Triassic less of Jurassic and Neocomian sedimentary rocks. Sporadic are granite, quartz porphyre and diabase pebbles. Different is the composition of conglomerates in quarry near Stupné. Conglomerates are polymict yellow greyish in colour and contain more frequently pebbles of Paleozoic rocks (black aleurites, black graphite schist and lydites) and igneous rocks (gray and grayish-green granite, quartz porphyre and diabase). Relatively variable is the composition of Jurassic and Neocomian rocks. They contain spongolite limestones, crinoid limestones, radiolarites, algal limestones with *Teutloporella obsleta* C a r o z z i and *Teutloporella socialis* Praturlon, Calpionella limestones, Aptian limestones, Urgonian gravel limestones, Alb-Cenomanian sandstones and sandy shales. Triassic is represented by quartzites, sandstones, violet shales, limestones and dolomites. In this respect special attention must be devoted to Cenomanian Exogyra sandstones. If these sandstones were deposited simultaneously with conglomerates the age would be proved. Some indications may be found in microfauna recovered some 100 m north of the previous locality in a road cut. (Tab. 2.) In the scarp conglomerates with sandstones and rarely marls intercalations may be observed thus proving a single, lithologic, facial complex.

Local conglomerate beds appear in relation with *beds of Praznov* (D. Š t ú r 1860; E. and V. S c h e i b n e r 1958) containing Middle — Upper Cenomanian microfauna and Exogyra sandstones of Orlové (Cenomanian-Lower Turonian). Conglomerates are in majority related to the upper part of Orlové sandstones due to which were previously considered as regressive (D. A n d r u s o v 1945). They are composed of various sedimentary and igneous rocks (quartz porphyre, gray and green granite). Paleozoic rocks comprise quartzose sandstones and dolomites. Jurassic to Lower-Middle Cretaceous are pebbles of spongolite limestones, spongolites, radiolarites, pseudoolitic limestones, Calpionella limestones, Nannoconus limestones, Urgonian limestones and fine grained Albian sandstones.

Scattered pebbles of quartz porphyres, Lower Triassic quartzites, green and red cherts, radiolarian and Urgonian limestones occur in marly, loose sandstones near Hrabová south of Bytča. Sandstones contain rich orbitoline fauna. D. A n d r u s o v (1959) named them Upper Cenomanian Orbitolina beds.

A similar type of Orbitolina beds occurs in *Považská Bystrica.* Basing upon the geological map we suppose that underlying is a zone of flysch facies of Albian age. Orbitolina beds however are resting directly on a sequence composed of 2—3 graded bedded, fine to medium grain conglomerate layers and loose, medium to coarse grained conglomerates with sandstones and shales intercalations. Shale intercalations yielded microfauna of Albian age represented mainly by *Hedbergella globigerinellinoides* (S u b b o t i n a) and *Gyroidina infracretacea* M o r o z o v a. General position and microfauna indicate that conglomerates were deposited in uppermost Albian. Concerning Orbitolina beds we assume according to M. N e u m a n o v á (1962) their Lower Cenomanian age.

In Upper Cenomanian must be included conglomerates occuring in a zone between Súľov

and Hradná. Conglomerates are 6—8 m thick forming layers in microrhytmic flysch. Microfauna recovered from directly under and overlying strata as well as intercalations in conglomerates is of Upper Cenomanian age. Most abundant is *Rotalipora cushmani* (Morrow).

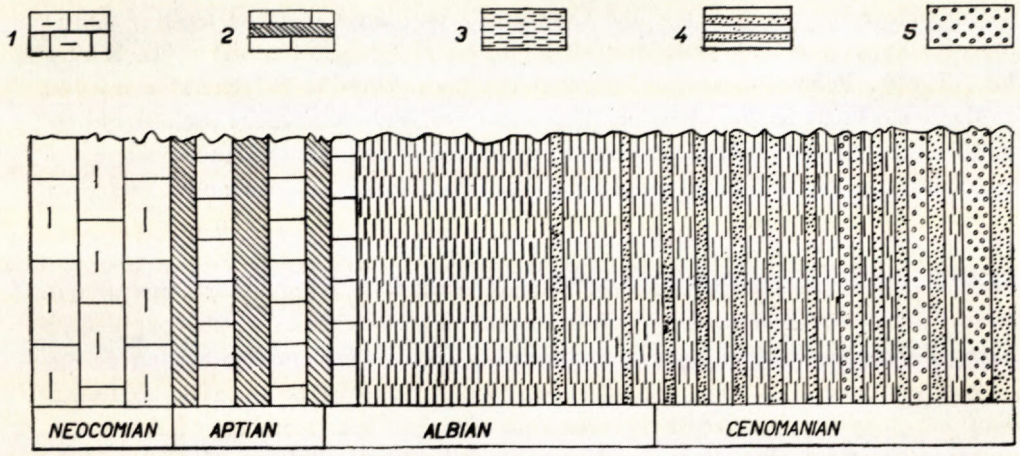


Fig. 3. Lithologic section from the environment of Sulov and Hradná. 1 — spotted marly limestones; 2 — grey green marlstones and marly limestones; 3 — grey green marls; 4 — marly-sandstone Flysch development; 5 — conglomerates.

Klippen Belt. In SW part of Klippen Belt beside exceptional layers in Jarmuta beds (Campanian — Maastrichtian) conglomerates occur in a zone SW of Nové Mesto extending from Hrnčiarová to Plevovce. Conglomerates are in majority medium grained, composed of various sedimentary (30—60 %) and

Tab. 3

Microfauna	Turonian		Coniacian (3)
	middle-upper (1)	upper (2)	
Dendrophrya robusta maxima Friedberg	—	×	—
Hyperammina cf. *nodata* Grzybowski	—	×	—
Glomospirella gaultina (Berthelin)	—	×	—
Stensioeina ex gr. *praeexsculpta* (Keller)	—	×	—
Stensioeina exsculpta gracilis Brotzen	—	—	×
Praeglobotruncana inornata Bolli	×	—	—
Praeglobotruncana helvetica (Bolli)	×	—	—
Praeglobotruncana biconvexa biconvexa (Samuel & Salaj)	×	—	—
Globotruncana sigali Reichel	×	—	—
Globotruncana linneiana linneiana (Orbigny)	—	×	×
Globotruncana coronata Bolli	—	—	×
Globotruncana tricarinata tricarinata (Quereau)	—	—	×
Globotruncana ventricosa primitiva Dalbiez	—	—	×

igneous (40—70 %) rocks according to K. Borza (1961). In the sporadic calcareous sandstone or sandy limestones occur *Orbitoides media* (Archiac) according to E. Köhler indicating Campanian age.

Conglomerates found below the Central Carpathian Paleogene *west of Žilina* are of Maastrichtian age, determined according to large foraminifers (E. Köhler 1960). Pebble analyses show that the main mass is in general composed of the same rocks as found in previous localities. Paleozoic rocks include lydites and black aleurites. Triassic rocks are represented by quarzites, sandstones, arkosic, sandstones, Guttenstein limestones and dolomites. Jurassic and Cretaceous rocks contain spongolite and radiolarian limestones, Calpionella limestones, Urgonian gravel limestones, Alb-Cenomanian sandstones, gray marls with *Globotruncana* and *Hedbergella*. Igneous rocks comprise diabases and quartz porphyres.

Special attention has been devoted to the profile which due to complicated Klippen Belt tectonics is regarded as classical and most complete section accros Kysuce series. A complete sequence beginning from Middle Jurassic to Lower Turonian may be observed in *Kysuca valley* while upper members of this series occur in the road scarp *between Vranie and Považský Chlumec* (section III). Substantial part of the sequence is of medium to coarse, rhytmic flysch character. Only the top part is formed of marl development of Upper Coniacian to Lower Santonian age. The lower parts of the studied profile include conglomerate beds corresponding stratigraphically to Middle — Upper Turonian.

Conglomerate beds appear again in the upper parts of flysch series. Conglomerates are coarse grained, locally with large boulders, exceptionally 1,5—2 m in diameter. Pebbles are represented

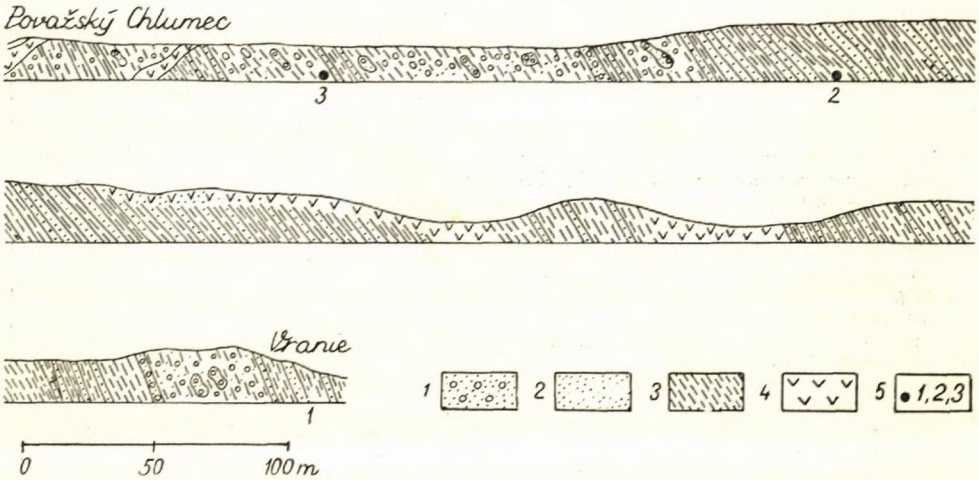


Fig. 4. Lithologic section along road between Považský Chlumec and Vranie. 1 — conglomerate with calcareous sands cement; 2 — sandstones; 3 — marlstones; 4 — debris; 5 — evaluated sample sites.

mostly by Lower Triassic quartzites, Cenomanian sandstones and igneous rocks. Another characteristic features is very poor sorting and sandy-clay matrix. Conglomerates alternate with sandstone and shale beds. Composition of conglomerates is the following: Paleozoic rocks — quartzose sandstones with graphite admixture, black aleurites and graphite shales. Triassic represent gray, coarse grained quartzites, quartzose sandstones, siltstones, arkoses, gray, massive limestones and dolimites, lumachelles and oolithic limestones. Jurrasic and Cretaceous rocks comprise spongolite, radiolarian limestones, crinoid limestones, radiolarites, Lombardia limestones, Nannoconus limestones, Serpula sandy limestones, organogene gravel limestones, gray fine grained conglomerates, sandstones with *Exogyra columba silicea* L a m. and glaukonite sandstones.

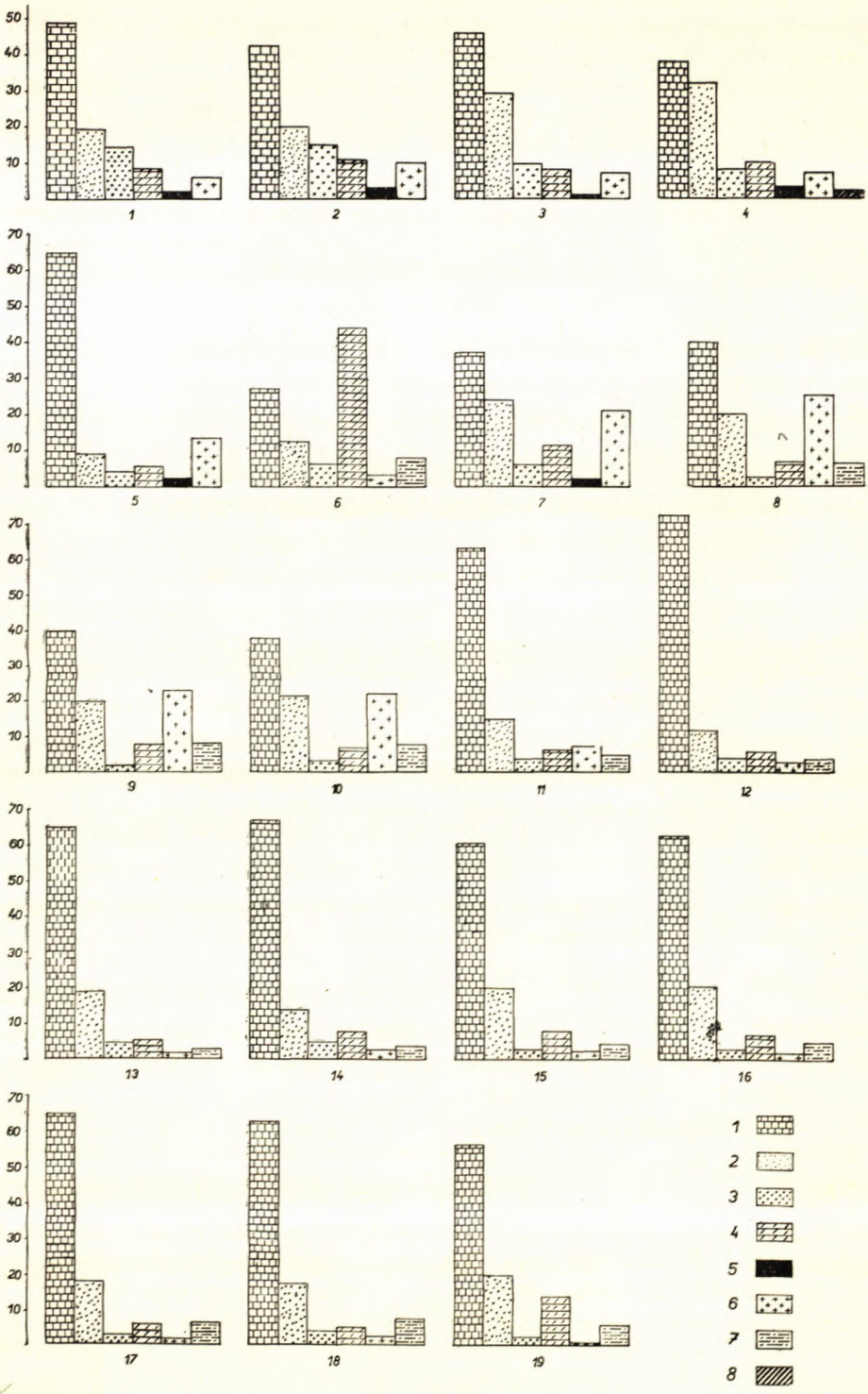
Igneous rocks according to M. Krivý include grayishgreen granite, diabase porphyrites, granite porphyre, quartz porphyre and amygdaloidal porphyrite.

The above described sequence has been considered part of *Upohlava beds* (E. S c h e i b n e r 1961; D. A n d r u s o v — E. S c h e i b n e r in M. M a h e l' & cons. 1962). We have studied relations of this sequence tu underlying flysch regarded as the topmost member of Kysuca series. Similar strike and dip of strata *gradual disappearence* of conglomerates in the topmost member of the series indicate a uniform lithologic — stratigraphic complex (J. S a l a j — O. S a m u e l 1963).

In *Orava Klippen Belt* segment occurences with extreme conglomerate concentration are exposed in the railroad cut between Krivá and Dlhá and near Oravský Podzámok. Conglomerates of this locality are coarse with pebbles ranging 5—10 cm. As rare individuals occur Triassic quartzites and Alb-Cenomanian sandstone boulders. Conglomerates are polymict composed of Triassic quartzites, crinoid limestone, spongolite limestones, radiolarites, radiolarian limestones, Miliolidae limestones, Lombardia limestones, Calpionella limestones, Urgonian gravel sandstones, dolomites and limestones, Jurassic and Cretaceous sandy limestones, limestones, Orbitolina sandstones and gray coarse grained sandstones. Igneous rocks are subsidiary (granites, granodiorites, diabases and quartz porphyre).

In certain sections of profile conglomerate beds alternate with sandstones or change into a sandstone-marly flysch development. Age of the described sequence with conglomerates has not been so far determined. As indicated by preliminary results it ranges between Santonian and Maastrichtian. As Santonian may be regarded Foraminifera associations with *Sigalia carpatica* S a l a j & S a m u e l, *Sigalia deflaensis* S i g a l and *Lockhartia* cf. *minuscula* H o f k e r recovered from railroad cut. Maastrichtian age however indicate large foraminifers (J. S a l a j — O. S a m u e l 1963) found in the road scarp at the left bank of Orava river between Krivá and Dlhá villages.

Similar composition is found with conglomerates exposed in the railroad scarp SSW of *Oravský Podzámok*. Their stratigraphic setting however has not been proved yet. If the assumption of their genetic relation with microrhythmic flysch at the top (150 m toward Medzibrodie village) is right than they will most probably corespond to Coniacian — Lower Santonian. This microrhythmic flysch


50
40
30
20
10
1
2
3
4
70
60
50
40
30
20
10
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
1
2
3
4
5
6
7
8

contains conglomerate strata disappearing toward the top of sequence and the flysch gets the character of variegated marl development.

Great attention was devoted to conglomerates with organogene sandy limestone intercalations exposed near *Zemianska Dedina*. The results were equally striking for us while this type of development was not found in Middle Cretaceous so far. The beds contain rich organic remnants and *Orbitolina* cf. *conica* (A r c h i a c) proving sufficiently the Cenomanian age. In the near vicinity occur outcrops of Neocomian-Aptian sediments greyish-green Albian marls with *Leymeriella tardefurcata* L e y m. (D. A n d r u s o v 1945). Upper Albian — to Lower Cenomanian comprise locally developed variegated marls. Above the sequence appear conglomerates with organogene, sandy limestones indicating shallow water environment.

Conglomerates are of medium grain and loose character with sandy-clay cement (matrix). Pebbles are well rounded. Paleozoic rocks represent lydites. Further constituents are Triassic quartzites, sandstones, reddish-violet shales, limestones and dolomites, Jurassic and Cretaceous spongolite limestones, spongolites, radiolarian limestones, radiolarites, red crinoid limestones, Lombardia limestones, Calpionella and Urgonian limestones. Igneous rocks include gray granites, and diabases.

The only studied site in the Pieniny sector of Klippen Belt was *Červený Kláštor*. In the creek valley occur sequences of gray medium to coarse grained sandstones passing locally in fine grained conglomerates. Conglomerate constituents are similar as in the western part of Klippen Belt.

Sandstones contain fragments of various limestones and dolomites, igneuos rocks, quartz and feldspars. Further occuring are muscovite, biotite, chlorite. Amount of individual constituents is variable. Accesories are represented by tourmaline and zircon. Cement is calcareous, corroding the quartz grains. Sandstones and conglomerates contain the following rock pebbles: Triassic sandstones, quartzites, arkoses, Guttenstein and oolitic limestones, Jurassic and Cretaceous sandy limestones, crinoid limestones, spongolites, radiolarian limestones, Lombardia limestones, Calpionella limestones, Hedbergella limestones, Miliolidea limestones, Urgonian gravel limestones and Alb-Cenomanian sandstones. Igneous rocks represent the gray granites.

In all the studied conglomerate occurences the main rock types are variable. Review of localities together with particular rock types appearing in conglomerates is shown in Tab. 4.

◁

F i g. 5. Percentage of main rock types of the so called Upohlava conglomerate. 1 — limestones; 2 — triasic quartzites and sandstones; 3 — quartz; 4 — dolomites; 5 — cherts; 6 — igneous and metamorphic rocks; 7 — cretaceous sandstones; 8 — lydites and graphite schists. — (1—3) Udiče—Orlové; (4) Považská Bystrica—Milochov; (5) N of Udiča; (6) Maríková; (7) Vranie; (8—10) Považský Chlumec; (11) Stupné; (12—14) Krivá railroad cut; (15—16) Oravský Podzámok; (17—18) Krivá road scarp.

Tab. 4

Stage	Brezová development	Manín unit			Klippen belt
		Klape series	Manín series	Kostelec series	
Paleocene	Jandová Dolina, U Blatniakov, Kravariky		Rašov, Rybárikovo,		Turá Lúka
Maastrichtian					Turá Lúka, Krivá
Campanian	Bzince, Široké Bradlo				U Škulcov, U Černých, Bučkovec
Santonian					Oravský Podzámok, Krivá
Coniacian	Valchov Mlyn				Považský Chlumec, Oravský Podzámok
Turonian		Považské Podhradie			Vranie
Cenomanian		Považské Podhradie	Horný Moštenec	Hradná—Suľov	Zemianska Dedina
Albian		Udiča—Orlové, Upohlav			

Conclusions

1. According to the stratigraphic analyses we assume that so-called Upohlava conglomerates are of heterochronous age, rapidly changing laterally and horizontally*. Due to this, different must be also the evaluation of Subhercynian folding phase effect upon the Klippen Belt. We suggest that Subhercynian phase in Klippen Belt did not occur in the form of extensive folding process, rather having the character of vertical movements between Albian and Paleogene periods.

* Rapid change of facies was observed already by D. Andrusov—E. Scheibner (1960). Authors explained it by filling of morphologically very articulated pre-Upper Cretaceous basement depressions with coarse, detritic and often conglomerate sequences. This assumption is based upon the discontinuity of sedimentation in the period between Middle and Upper Cretaceous.

Tectonic movements experienced in Klippen Belt have to be understood in relation with Subhercynian phase effects in the central belt with the formation of extensive Subtatric nappes overthrusted in this period northward. Klippen Belt may have represented a zone of Outer barrier diminishing the intensity of thrusting. Due to tectonic movements changed also the configuration of well differentiated sedimentation area of Klippen Belt or the sedimentation became interrupted however, not on regional but only on local scale. Several documents like for example pebbles and boulders of sediments of Manín or klippe type occuring in some conglomerate bodies prove the uplift of certain series thus exposed to erosion and destruction and returnd directly into the sedimentation area of Pienidy geosyncline.

The variability in representation and distribution of facies in horizontal and vertical direction as well as great changes in sediments thicknesses indicate the tectonic mobility of Klippen Belt lineament. All these facts characterized the stage of geosynclinal axis drift northward. This period started in Albian and terminated in Upper Cretaceous.

2. Composition of conglomerates (regardless to transgressive conglomerates of Brezová development) is generally the same in all stratigraphic levels (Tab. 4). Some differences appear in rations of partienlar constituents. In the composition take part nearly all the sedimentary series of West Carpathians. The question of source areas of exotic conglomerates has not been solved. It has been generally admitted however, that exotic pebbles were derived from a swell occuring somewhere eastward or southward of Klippen Belt supplying the material due to synorogene movements only in limited time intervals. The first appearance of exotic material in the western Klippen Belt segment may be observed in Albian with simultaneously the maximum extention.

In the Orava Klippen Belt segment the first conglomerate beds are known to occur in Cenomanian (Zemianská Dedina) indicating a substantially later uplift of the described swell. Conglomerate sequences are most abundant in Cenomanian series and their amount decreased rapidly eastward. This retreat of conglomerates according to A. M a t ě j k a (in Tectonic development of Czechoslovakia 1961) is due to lower intensity of Subhercynian movements in the eastern sector of Klippen Belt. In the vicinity of Hanušovce—Humenné as well as Beňatina, Turonian-Lower Senonian sediments in the form of variegated marls are almost free of psamitic rocks.

3. Morphological studies of pebbles indicate that one part of exotic material is redeposited from older coarse clastic sediments (B o r z a 1963).

4. Due to the heterochronous age of Upohlava Conglomerates (or Upohlava Beds) they lost the stratigraphic importance. The term Upohlava Conglomerate however, may be further used only in the sense of facies.

Translated by J. K o v á č i k.

REFERENCES

[1] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Záp. Karpatoch. Práce ŠGÚ 13, Bratislava. — [2] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpat II. VSAV, Bratislava. — [3] Andrusov D. — Kuthan M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska list Žilina. Práce ŠGÚ 10, Bratislava. — [4] Andrusov D. — Scheibner E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geol. sborník XI/2, Bratislava. — [5] Birkenmajer K., 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Geol. Jb. 103, Wien. — [6] Birkenmajer K., 1961 — Geroch St., 1961: On the Age of Variegated Beds (Shales) in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians Bull. de l'Acad. Pol. des Sciences Série des sci. géol. et géogr. Vol. IX/4, Kraków. — [7] Borza K., 1961: Výskyt rodu Stomiosphaera Wanner, Cadosina Wanner a Pithonella Lorenz v Západných Karpatoch. Geol. sborník XII/1, Bratislava. — [8] Borza K., 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárnych hornín kriedových a paleogénnych zlepencov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Geol. sborník XIII/2, Bratislava. — [9] Borza K., 1963: Valúny sedimentárnych hornín zlepencov bradlového pásma, Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. Manuscript; Geol. lab. SAV, Bratislava. — [10] Borza K. — Martiny E. — Pospíšil A., 1959: Zprávy o výskume „červenozeme" z oblasti Brezovského pohoria. Geol. práce, Zprávy 15, Bratislava. — [11] Havlena V., 1956: Spory karbónskych valorenů kanelového uhlí z karpatské křídy. Čas. min. geol. I, Praha. — [12] Haug E., 1921: Traite de geológie, II. Paris. — [13] Köhler E., 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. Geol. sborník XI/1, Bratislava. — [14] Kühn O. — Andrusov D., 1937: Weitere Koralen der Westkarpaten. Věst. čes. král. spol. nauk třída II, Praha. — [15] Kühn O. — Andrusov D., 1942: Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten. III. Rudistenfauna und Kreidenentwicklung in den Westkarpaten. Neues Jahrb. für Mineralogie u. Paläontologie, Bd. 86, Abt. B., Stuttgart. — [16] Maheľ M. & coll., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina. Geofond, redakcia Bratislava. — [17] Neuman M., 1963: Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Ile Madame (Charente-Martime). I. Cenomanien inférieur (4 pl.). — [18] Salaj J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpat. Geol. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [19] Salaj J. — Samuel O., 1963: Contribution to Stratigraphy of Cretaceous sediments of West Carpathians. Geol. sborník XIV/1, Bratislava. — [20] Salaj J. — Samuel O., 1965: Foraminifery kriedy Západných Karpat. Manuscript; Bratislava. — [21] Scheibner E. — Scheibnerová V., 1958: Kysucké a snežické vrstvy v kysuckom vývine. Geol. sborník IX/2, Bratislava. — [22] Scheibnerovci E. a V., 1958: O veku praznovských vrstiev v Považí. Geol. sborník IX/1, Bratislava. — [23] Scheibner E., 1961: Review of the Geology of the klippen belt. In: Sjazdový sprievodca XII. sjazdu čs. spoločnosti pre min. a geológiu, Bratislava. — [24] Zoubek V., 1931: Carastéristique de quelques roches cristalophyliennes et éruptives des galets exotiques et paleogénes des Carpathes accidentales. Knihovna SGÚ 13. Praha. — [25] Zoubek V., 1937: Le cristallin des Carpathes tchécoslovaques. Bull. Soc. Geol. France 5/7, Paris.

ROBERT MARSCHALKO

CLASTIC DYKES AND THEIR RELATIONS TO SYNSEDIMENTARY MOVEMENTS

(Flysch of Central Carpathians)

Introduction

Clastic dykes have been described from flysch sequences of many geosynclinal belts. Previous investigations explained their shape, composition, character and mechanism of formation. The relations of clastic dykes orientation to synsedimentary movements in the basin and to the ancient tectonic structures however have not been sufficiently studied. Abundant exact data that will be no doubt gathered by the application of the always increasing paleocurrent studies of flysch clastics will explain this problem.

Clastic dykes described below are of medium and small sizes. They are breaking through the almost horizontal sequences by low angles. The dykes are well exposed and may therefore be traced over relatively long distances. They have been studied in the accompanying flysch sequences in relation to the oriented sedimentary structures, slumping and the suggested paleoslope.

Previous studies

Clastic dykes attracted since long the interest of many geologists. Some of them like J. S. Diller (1890) the origin of sand dykes up to 15 km long and frequently pinching out in the vertical direction explained by the intrusion of quick sand into the cracks formed by earthquakes. J. S. Diller suggested that the dykes were formed as upward injections into the surrounding rocks late after their diagenesis. The origin of extremly thick dykes (up to 135 m) explained J. E. Newsom (1903) in the similar way. The origin of fissures was sought in the tectonic strain of synclinal structures. Injection dykes intruded from depths even 1500 m to the surface, were supposed to be connected with mud volcanism by H. G. Kugler (1938).

A. P. Pavlow (1896) described several sand dykes formed by the overhead filling calling them „neptunic" dykes. Profound neptunic dykes were described by N. E. Ružencev (1932) who emphasized their relation to the neigbouring tectonic faulting. Whole dyke swarms were reported by R. G. Gareckij (1956), from the northern vicinity of the Aral Sea. Dykes

form complicated systems and concentrations in the limbs of anticlines thus proving — according to author — that the formation of dykes and anticlinal structures are simultaneous.

Sand dykes in granites and gneisses of the Idaho Springs Series were described by P. W. V i t a n a g e (1954). The dykes are related to a zone of tension joints in the batholite margin. They intruded into the joints downward. In majority of the above cases the formation of dykes is directly or indirectly related to the tectonic structures and the dykes originated in late diagenetic stage.

A detailed analyses of the small and medium-sized clastic dykes in the Central Carpathian and Krosno Flysch was made by S. D z u l y n s k i and A. R a d o m s k i (1956). The majority of sedimentary dykes according to authors, originated by submarine slump processes. The slide movements provoked the tension and fracturing in the underlying flysch claystones and their predisposition for the formation of opened craks. The dykes are being formed in shallow depth below the surface and in the sense of H. D. H e d b e r g's (1936) classification are praediagenetic. This fact is proved also by the deformation of straight intrusions in claystones by the pressure of overlying sedimentary sequences. There are no data concerning the strike of dykes in relation to the sliding movement except one case. Sedimentary dykes of similar origin striking perpendicular to the current direction are mentioned by Ten E. H a a f (1959) from the Flysch of Appenines.

Sand dykes striking occasionally in the direction of tectonic lines described A. J. W o o d and A. J. S m i t h (1959) as well as N. R a s t (1958).

Various types of clastic dykes are described by N. N. V e r z i l i n (1963) from the Fergana Cretaceous. As resulting from a detailed analysis the dyke filling intruded into the sequence always downwards. Impulses for the formation of dykes were derived from the seismic activity of the basin and earthquake shocks. The stratigraphic analysis of the dyke occurrences proved that they may originate even at low angle dips of the basin bottom.

Geological Position of the Studied Occurences

Medium and small-sized dykes have been observed in the Flysch belt of Central Carpathians extending from southwestern part of Šarišské hory Mts (Ovčie, Chmiňanské Jakuboviany) to west-northwest and west into the vicinity of Spišská Kotlina basin (Žehra). This belt interrupted by the Branisko crystalline mass belongs to marginal lithofacies of flysch (R. M a r s c h a l k o 1961, 1964) formed at the foot of the source zone located to the south and southeast. Flysch with the occurences of small clastic dykes in the southwestern part of Šarišské hory Mts is composed of graded and irregular-bedded sandstones (0,2—5 m thick) with abundant claystone fragments. These original claystone breccias form horizons well accessible to mapping. Extensive slump bodies (pebble, mudstone) alternate in the flysch sequences giving it the name of „non typical wildflysch". Small clastic dykes fill the upper and lower planes of graded and irregular-bedded strata and will be described later in more detail.

Medium-sized dykes appear at the boundary of the above mentioned flysch and the silty-claystone lithofacies of Upper Eocene and Lower Oligocene age (O. S a m u e l — P. S n o p k o v á 1962). The dykes occur some 15 km WNW of small dykes locality near Žehra (see Fig. 1). The contact of these two litho-

facies is rather sharp at the dyke locality. Silty-claystone lithofacies some 200—300 m thick contain only minute percentage of coarse clastics — fine glauconite conglomerates not appearing at the place of dyke occurrences. The lithofacies represents a relatively homogeneous strata complex below the non typical wildflysch very favourable for the formation of larger size clastic dykes.

Geological structure of the Žehra vicinity is characterized by a fault zone of WNW—ESE strike extended from an old prepaleogene basement. At the place of the WNW—ESE extending fault line is being suggested an important contact of the Spiš—Gemer and Čierna Hora tectonic units below the paleogene. The contact can be followed farther to SE by geological mapping. Extending here is the Hrišov fault (F. Rösing 1947; O. Fusán 1957).

The tectonic line occuring at the contact of the Spiš—Gemer and Čierna Hora units is reflected negatively in the Paleogene basement due to the submersion of the non typical wildflysch along this WNW—ESE striking tectonic line. The fault appears only some 600 m south of the clastic dykes occurrence. The non typical wildflysch in the east is separated from the crystalline and Mesozoic of Branisko by a north — south running fault line (Fig. 1).

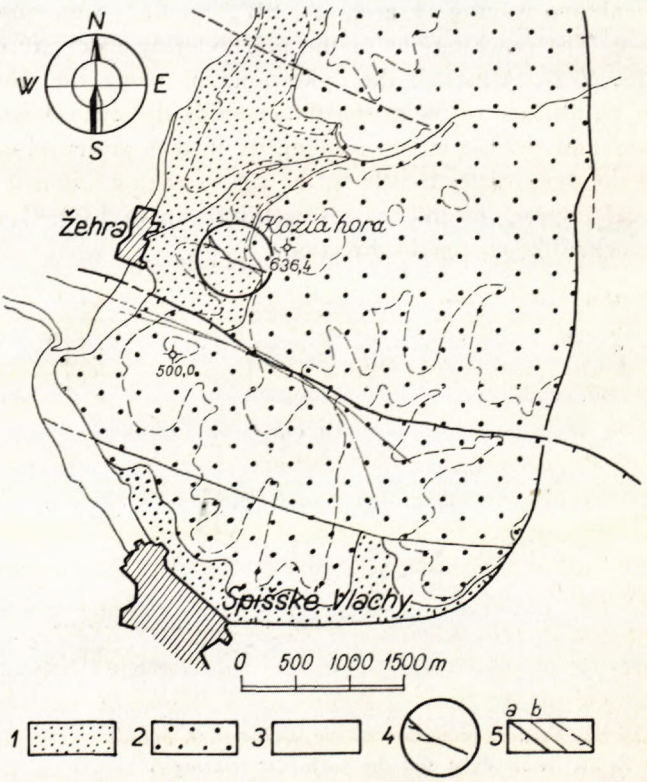


Fig. 1. Geological Position of the Central Carpathian Flysch SW of Branisko. — 1. Silt-claystone lithofacies; 2. Non typical Wildflysch with graded and irregular bedding of sandstone beds with claystones and pebble mudstone strata; 3. Alluvium; 4. Clastic dyke; 5A. Tectonic lines of primary importance, B. Subordinated tectonic lines.

Clastic dyke at Žehra

Dimensions and shape of the dyke, horizontal and vertical changes

The clastic dyke extends in one direction some 700—800 m east of Žehra at the slope of Kozia Hora Mt. The dyke 550—600 m long is cutting through a series of laminated silty-claystones being exposed above the field like a zig — zaging and branching wall. To the northwest the dyke disappears under the deluvium of a small valley. The southeastern extension is unknown the dyke is plunging below the flysch sequences. As indicated by detailed studies neither horizontal nor vertical extensions of the dyke are straight (Fig. 2). The dyke suddenly changes the direction by a break or curve (Pl. V, Photo 1) frequently sending offshoots at such points (Fig. 2, Pl. V, Photo 2).

From the vertical projection (Fig. 2) it is obvious that the change of direction is frequent before the branching. After the branching the extension of dyke is straight. The same features have been observed at the NW termination near the next dyke branching.

The branching of the dyke (Fig. 2, CC′; Pl. V, Photo 2) as well as the sharp break and waving (Fig. 2, sec. BB′, sec. EE′) were observed in downward extension. The pinching-out of the neighbouring dyke proceeds in the same direction (Pl. V/3). Although the dyke outcrops along the whole longitudinal extension in an altitude of 50 m the thickness of the dyke downwards at the western termination reaches 0,8 m proving its further profound continuation. The thickness of the dyke varies mostly in the zig — zaging segment before the branching. The local increase of thickness (swelling) up to 1,00—1,40 m was observed in the knuckle-like change of direction.

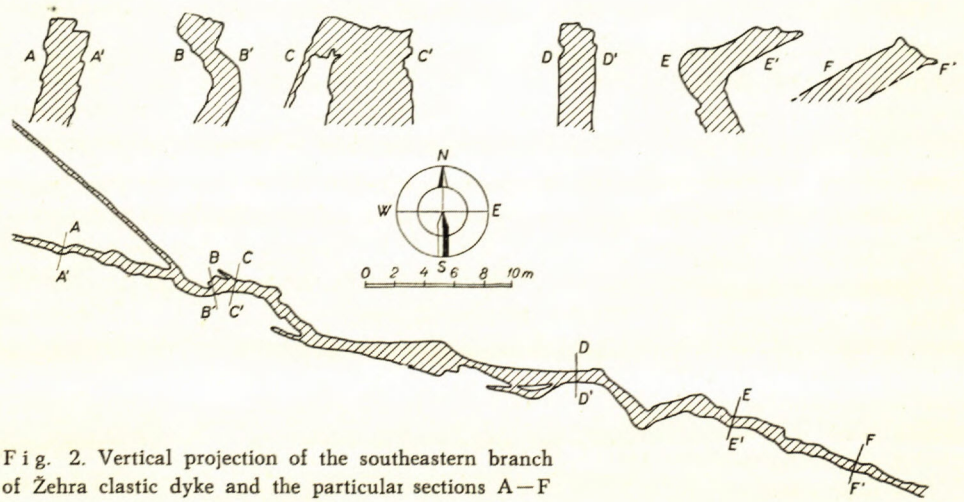


Fig. 2. Vertical projection of the southeastern branch of Žehra clastic dyke and the particular sections A—F

Granulometric Composition of the Dyke

The dyke body is composed of massive, coarse grained sandstone with occasional pebbles. Granulometric composition is shown by the analyses of samples 1—3.

No of sample	Md (mm)	S_o
1	0,75	1,32
2	0,56	1,43
3	0,66	1,43
4	0,65	1,27

The sample No. 4 from the overlying flysch sandstones is of the same granulometric composition. There was no sorting found in the direction from the wall to the center of the dyke. The dyke filling contained angular fragments of claystones up to 30 cm long (Pl. VI, Photo 5.).

The occurrence of fragments proves: 1. strong compaction of claystones in the period of fissure formation, 2. great power of the quick sand intrusion tearing of the claystone fragments from walls of the cracks.

Diagenetic Changes

Some phaenomena in the dyke structure are of special interest. The major part of the exposed side walls carries strong linear impressions along both sides and parallel deformations (Fig. 1. Sec. A—B; Pl. V—VI, Photo 4, 5, 6, 7) coincident with bedding. These linear deformations break the smoth walls (Pl. V, and VI, Photo 4, 5, 7) at several places or appear only as slight imprints (Pl. VI, Photo 6).

Two possible explanations exist: 1. Deformations are imprints of the diferent impression of host silty-claystones by the overlying sediments. This process left small folds and shrinks at the dyke surface parallel to the bedding (S. Dzułynski — A. Radomski 1956); 2. Claystone — siltstone laminae allowed horizontal slipping due to different homogenity thus releasing tension accumulated along the both walls of the dyke. Claystone fragments carried similar imprints of these horizontal slip movements. Parting in side of the sand dykes (Pl. V, Photo 1, 2) is also parallel with the direction of horizontal deformations. Slipping laminae were impressed into the soft quick sands resulting in „ladder" structure of the walls (Pl. VI, Photo 7).

It is probable that both possibilites have to be admitted for the explanation of the said deformations. No deformations have been caused by dykes in the host rocks. Irregular bending and breaks of dykes are primary with no connections to the secondary compaction of silty-claystones under the pressure of overlying series. The process of dyke formation therefore is posterior to the main diagenetic

changes when silty claystones loss the water porosity fell to 50—37 % and the matter entered the IInd stage of compaction. (According to J. M. Weller 1960).

Origin of the Dyke and its Relations to the Tectonic and Sedimentary Structures

According to R. G. Gareckij (1956) the formation of clastic dykes required the following conditions: 1. horizons producing quick material for the filling of fissures; 2. presence of rocks competent for fracturing; 3. mechanism causing the fracture formation.

Horizons composed of quick coarse clastic material inside the silty-claystone lithofacies are not known. The sources of water saturated coarse grained sediments necessary for the filling of fissures have to be sought exclusively in the overlying flysch. The downward pinching out of dykes, granulometric identity of clastics and high stage of silty-claystone compaction indicate that the formation of dykes took place not earlier than the deposition of the first overlying flysch sequences and not later than the complete compaction of flysch sequences. This means that the clastic dykes may have originated in the period of Upper Eocene and Lower-middle Oligocene. The intrusion of the water-sand liquid (quick sand) and subsequent filling may have occurred exclusively in the moment of fissure opening e. g. by earthquake shocks.

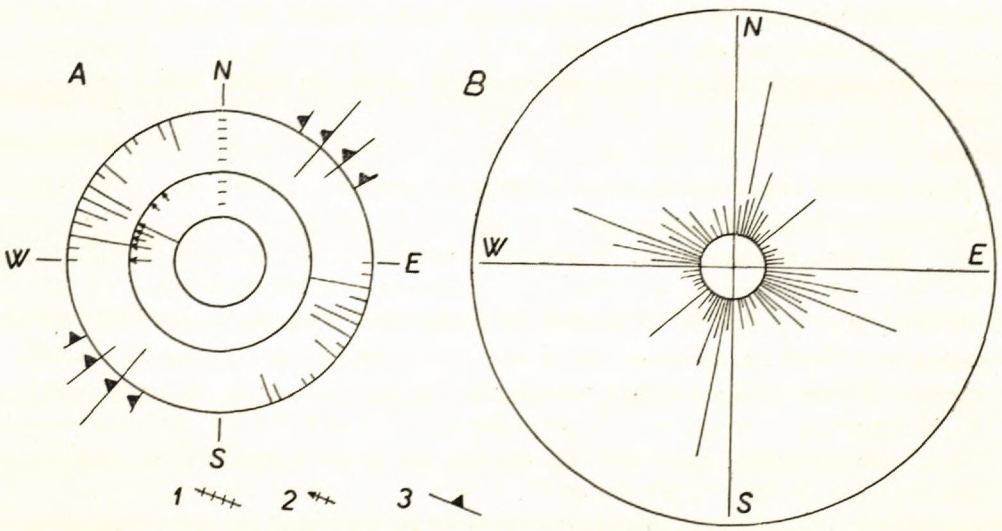


Fig. 3A. Current rose diagram showing the individual measurements of different directional structures in Flysch SW of Branisko Mt. Outer circle (1 — drag marks, bounce casts), inner circle (2 — flute casts, prod casts) thick arrows, 3 — strike of slump folds axes and deformations. — 3B. Diagram of opened fissures in silty-claystones and in the lower part of the non typical wildflysch.

By further investigation it appears that the formation of fissures may happen due to: 1. Weight and slumping of overlying flysch complexes upon silty claystone; 2. Influence of near-by tectonic planes — faults; 3. Opened tectonic fissures.

Growing flysch sequences exercised great pressure upon the underlying series. From the reconstruction of paleocurrents of the flysch clastics (Fig. 3A) and from the development of sedimentary folds slumping direction may be derived that the currents in the studied region followed the primary dip of the bottom from SE to NW and WNW (R. Marschalko 1963, 1964). The clastic dyke therefore could hardly represent rotational slipe plane oriented parallel (instead of perpendicular) to the maximum dip of the paleoslope. From this points of view the influence of weight of the overlying complexes was only secondary and could have acted only after the fissure was formed.

Striking similarity of sedimentary dykes and neighbouring tectonic lines appears from confrontation of the prevailing strikes (Fig. 4). The length depth and expressive form of the dykes indicate seismotectonic origin. Direct relation of the clastic dyke to tectonic lines has not been proved as well as the formation of dykes on the tectonic line. The sedimentary dykes were formed much earlier and could not be therefore compared, in age with younger structures.

We are convinced that the primary fractures originated due to strong seismic vibrations exercised on the tectonic lines in the basement of paleogene strata primarily as shear and tension movements of NW—SE direction. The maximum of these mechanical strains and their interference is evident in transferred form of horizontal bending and branching of the fissures.

The ancient age of these movements is proved also by the fact that opened tectonic fissures measured in clay-siltstone facies and lower parts of the flysch beds show disconformable orientation (Fig. 3b) compared to the strike of clastic dykes and are therefore much younger that the clastic dyke

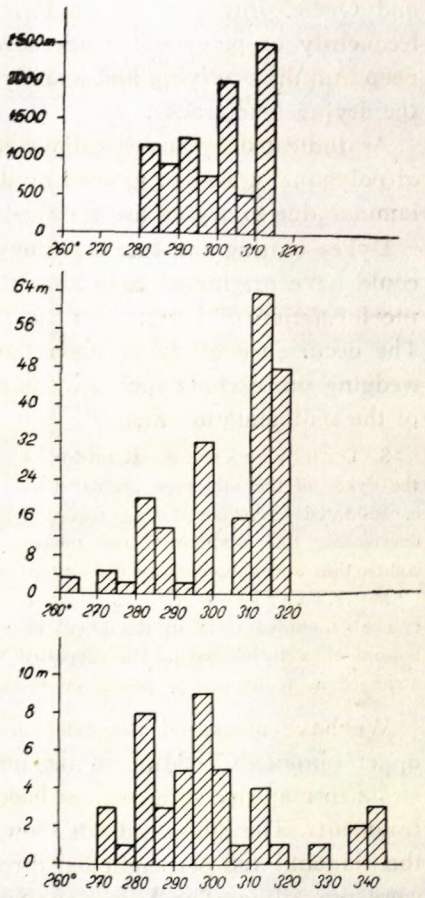


Fig. 4. Azimutal distributions. 1. Tectonic lines of primary importance (zone south of Žehra); 2. Sedimentary clastic dykes at Žehra; 3. Linear structures in flysch SW of Branisko Mt.

It cannot be ignored that the transport direction of flysch clastics coincides with the direction of synsedimentary movements. We may thus derive that the extension of SE—NW faults as inherited fault system effected strongly the transport and deposition of clastics in this marginal part of the flysch basin during the Upper Eocene and Lower Oligocene.

Clastic Dykes of Small Dimensions

A different cathegory of dykes represent small sand intrusions in the irregular bedded sandstones of the non typical wildflysch near Chminianské Jakuboviany and Ovčie. Intrusion in the form of parallel wedges (Pl. VI, Photo 8) less frequently of polygonal shape several mm — cm thick, penetraing 2—10 cm deep into the overlying and underlying claystones. The shape resembles sometimes the drying mud cracks.

As indicated by investigations however (R. R. Shrock 1948) the shape of polygonal cracks originated by drying of mud is much more regular, claystone laminae due to drying are shrinked and bent upwards.

Dykes cutting the sole markings (flute casts, dragmarks) on bedding planes could have originated only after the formation of sole markings and not before the formation of layer. There is no linking of two beds by penetrating dykes. The occurrence of dykes upon the upper and lower bedding plane as well as wedging out exclude such a mode of origin and consequent emersion and drying of the sedimentation area.

S. Dzulynski — A. Radomski (1956), K. Birkenmajer (1958) suggested, that the dykes of the said type orginated as: 1. injections of quick sand into the craks of partially consolidated claystone during the earthquake shocks, or (2) during the period of maximum overloading due to slump current producing strain in claystones under various stage of diagenetic compaction and subsequently the formation of cracks.

M. Książkiewicz 1958) is of another opinion calling these structures „pseudomud cracks" included them in the group of initial slumping processes taking place on the dipping bottom of a flysch basin. He supported this suggestion by claiming that the clastic dykes are arranged in a direction perpendicular to currents.

We have measured the orientation of dyke swarms occurring mainly on the upper planes of bedding of the non typical wildflysch (Pl. VI, Photo 8). The strata in majority with iregular bedding less graded bedding were full of claystone fragments. The dykes did not show any preferred orientation (Fig. 5a) although the diagonal and perpendicular direction to the SE—NW oriented current system were prevailing. The beds contained many proofs characterizing the slump movements (slump folds and cylinders, pull apart structures; Marschalko 1963, 1964) occurring from time to time upon the dipping submarine slopes. The slump fold axes are oriented diagonal or perpendicular to the preferred current system indicating the paleoslope dipping from SE to NW. Therefore the initial

slumping of beds might have formed clastic dykes of conformable orientation. The small clastic dykes, however, do not posses a conspicuous, preferred orientation perpendicular to the paleoslope, do not occur in sequences with pull apart structures.

I suggested that small dykes originated due to increased seismic vibrations. Upon the irregular surface of sedimentation originated different conditions by the compaction of alternating layers due to irregular removal of claystone component and irregular filling of clastic material (fluxoturbidites). Sudden release of strain as well as the balancing have been compensated exactly by the formation of the above dykes. Further investigations will contribute the explanation of this question.

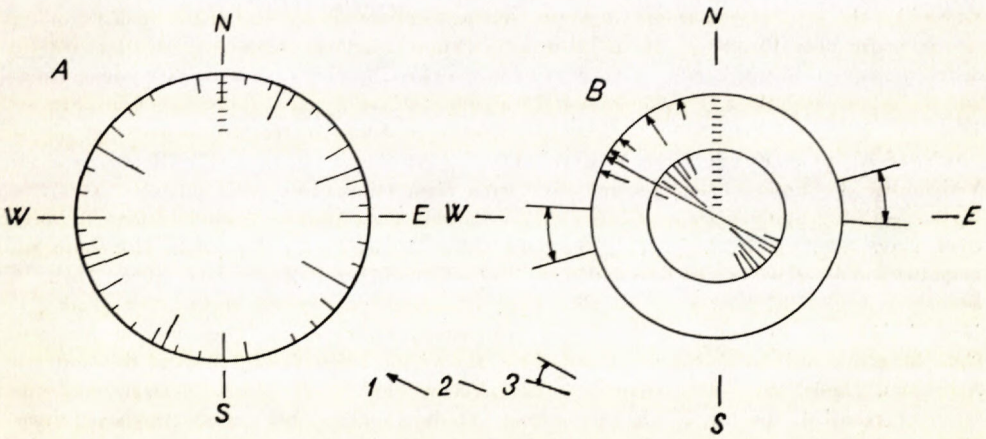


Fig. 5A. Current-rose diagram of small sedimentary dykes. — 5B. Current-rose diagram of directional structures. Non-typical wildflysch from Chminanské Jakuboviany, Ovčie 1. Flute casts, 2. Drag marks, 3. Strike of axes in slumps.

Conclusions

Clastic dykes of medium and small size occurring in the non typical wildflysch were controlled by the high seismic activity zones. It became obvious that the ancient inherited tectonic systems effected the extension and formation of larger clastic dykes. The transport direction of the flysch clastics coincides with the direction of these synsedimentary movements.

Large clastic dykes show no relations to the slump movements on the dipping bottom. Small clastic dykes resulted rather due to high seismic vibrations of the basin than due to initial slump movements on the paleoslope.

Slovak Academy of Sciences,
Geological Laboratory,
Bratislava

Translated by J. Kováčik.

REFERENCES

[1] Birkenmajer K., 1959: Classification of bedding in flysch and similar graded deposits. Studia Geol. Polonica, III, Warszawa. — [2] Diller J. S., 1890: Sandstone dikes. Bull. Geol. Soc. Am. I. — [3] Dzulyinski S. — Radomski A., 1956: Clastic dikes in the Carpathian Flysch, Rocz. POl. TOW Geol. vol. 26, Kraków. — [4] Fusán O., 1957: Paläozoikum der Gemeriden. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [5] Gareckij R. G., 1956: Klastičeskije dajky. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 13, Moskva. — [6] Hedberg H. D., 1936: Gravitational compaction of clays and shales. Am. Jour. Sci. 31. — [7] Kugler H. G., 1938: Nature and significance of sedimentary vulcanism. „Science of Petroleum" Vol. I. — [8] Książkiewicz M., 1958: Submarine slumping in the Carpathian Flysch, Rocz. Pol. Tow. Geol. vol. 27, Kraków. — [9] Newsom J. F., 1903: Clastic dikes, Bull. Geol. Soc. Am. vol. 14. — [10] Marschalko R., 1961: Sedimentologic investigation of the marginal lithofacies of the Central Carpathian Flysch, Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [11] Marschalko R., 1964: Sedimentary structures and paleocurrents in the marginal lithofacies of the Central-Carpathian Flysch: in A. H. Bouma, A. Brower (Editor) Turbidites, Developments in Sedimentology 3, Amsterdam. — [12] Marschalko R., 1963: Sedimentary slump folds and the depositional slope (Flysch of Central Carpathians). Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava. — [13] Pavlow A. P., 1896: On dikes of oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyr in Russia. Geol. Mag. vol. 13. — [14] Rösing F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna Hora (Karpathen). Z. Deut. Geol. Ges., 99, Berlin. — [16] Ružencev V. E., 1932: Benotsko-Datachskij neftenosnij rajon. Tr. neft. Geol. razv. inst., ser. A. 7. — [17] Samuel A. — Snopková P., 1962: Mikrobiostratigraphische und palynologische Korrelation im Zentralkarpatischen Paläogen. Geol. práce, Zošit 63, Bratislava. — [18] Shrock R. R., 1948: Sequence in layered rocks. New York. — [19] Smith A. J. — Rast N., 1958: Sedimentary Dykes in the Dalradian of Scotland. Geol. Magazine, vol. XCV, No 3. — [20] Ten Haaf E., 1959: Graded Beds of the Northern Apennines. Thesis, univ. of Groningen. — [21] Verzilin N. N., 1963: Melovyje otloženija severa Ferganskoj vpadiny i ich neftenosnosť. Trudy Leningr. obšč. estestvoispytatelej, tom. LXX. — [22] Vitanage P. W., 1953: Sandstone dikes in the South Platte area. Colorado. Jour. Geol. 62. — [23] Weller J. M., 1960: Stratigraphic Principles and Practice. Harper Brothers, N. York. — [24] Wood A. J. — Smith A. J., 1959: The sedimentation and Sedimentary History of the Aberystwyth Grits (Upper Landroveian). Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. CXIV.

Explanations to the Plates V—VI

Plate V

Photo 1. Curved projection of the clastic dyke. Deformations parallel with bedding are visible upon the dyke walls. Parting in dyke is parallel with the orientation of linear deformations. — Photo 2. Dyke branching. Left limb continuing as the main dyke, the right pinching out within a 10 m distance. — Photo 3. Thinning, pinching out of dyke and termination. — Photo 4. Conspicuous linear impressions running parallel along the side wall.

Plate VI

Photo 5. Breaks in the smooth dyke walls. A hole remained instead of the claystone fragments in the center. — Photo 6. Fine linear deformations and vertically projected small dykes. — Photo 7. „Ladder" deformations linear with bedding. Break in a smooth dyke wall. — Photo 8. Small sedimentary dykes on the upper bedding plane with conspicuous orientation. The dykes originated from down-upwards. Chminianské Jakuboviany. Photo 1—8 R. Marschalko.

A. E. M. NAIRN*—K. KAROLUS

A PRELIMINARY PALEOMAGNETIC STUDY OF THE ROCKS OF THE CENTRAL SLOVAKIAN IGNEOUS PROVINCE

Introduction

During the summer of 1961 samples were collected from about a dozen sites in the Central Slovakian area, and on the basis of this pilot collection the authors planned and carried out the main detailed collecting early in 1962 in the Polana, Filakovo, Inovec, Štiavnica and Javorie Mts. Further samples were collected a year later from the Vtačnik, Inovec, Kremnica, Štiavnica and Filakovo Mts. Information on outcrop location general geology and petrography was given by Dr. M. Kuthan and his associates, J. Kováčik, E. Karolusová and A. Miháliková, and without their help little progress could have been made. In addition help in collecting was given by P. Mitrenga, M. Krs and V, Bucha.

The samples collected were sent to Newcastle where the direction of remanent magnetization was measured along with intensity and susceptibility studies. All samples were demagnetized in alternating fields and Curie point measurements made on representative samples. Duplicate samples were lodged with Dr. M. Kuthan of the Dionýz Štúr Institute of Geology Bratislava for petrological investigation and for reference purposes. All sites are marked on field maps kept at the Ústav užité geofyziky, Praha.

Geological Setting

The volcanics of the Central Slovakian province centre round the old mining town of Banská Štiavnica. Structurally the forms are those of complex strato-volcanos. Lava was extruded from a number of centres and it was originally thought that the centre of activity moved from west to east in conformity with the shift of tectonic activity. The modern view however is one of sporadic activity

* Department of Physics, University, Newcastle Upon Tyne

and not necessarily of a progressive shift of the centres of activity. On a wider scale, these volcanics are related to the extensive volcanics in northern Hungary, though in general the latter are of a somewhat earlier age.

The volcanic activity was largely explosive for the ratio of pyroclastics to lava is 9:1. The lavas of the tectonic phase were predominantly andesites, rhyolites and dacites. The pyroclasts are largely andesitic with subsidiary rhyolitic. This Pacific type vulcanicity was followed by a post orogenic phase with the intrusion and extrusion of basalts, basanites and andesitoid basalts. Pyroclastic material is much less common than in the earlier phase. The sequence of events is given in table 1. from which it should be clear that there is considerable variety in the rocks types found.

Petrographically the rocks of the orogenic phases are of pacific type. They are clearly related to the dying phase of the Carpathian orogenic activity, and although narrow in range, changes in composition are abrupt from the stratigraphical standpoint. The acidic members are of a Yellowstone character and the rhyolites, which are acidic by definition, contain more plagioclase than might be expected. The intermediate members belong to the Mont Pelèe type, a completely diferent association. In the post orogenic phase plateu basalts of andesitoid affinities were extruded and intruded.

Table 1

Phase	Rock type	Age	Magnetization
Post orogenic, main phase	plateau basalt	Quaternary or uppermost Tertiary	N
initial phase	basaltoid andesites, andesitic basalts		R
Orogenic,			
last phase	vitrophyric andesites	Sarmatian	
3rd rhyolitic phase	rhyolites, rhyodacites	Sarmatian	
3rd andesitic phase	coarse, porphyritic biotite amphibole andesites, dacites, dacitoid andesites	Sarmatian	R / N
2nd andesitic phase	pyroxene andesite	U. Tortonian — Lr. Sarmatian	N / R
2nd rhyolitic phase	rhyolites, rhyodacites, dacites	M. Tortonian	
1st andesitic phase	amphibole, pyroxene andesites partly autometamorphosed	Lr. Tortonian	
1st rhyolitic phase	rhyolites, rhyodacites	Burdigalian	

The *first phase of rhyolites and andesites* have been largely eroded and only occur as pyroclasts and a few relict igneous bodies. They are much more extensively developed in Hungary, and indeed two of the three main outcrops of the first phase andesites are within sight of the Hungarian border. The first andesitic phase was probably laccolithic in character and has a NW—SE orientation Karanč—Šiatoroš to Horné Breziny. This was followed by the second rhyolite and andesite phase when the strato — volcanic forms were developed. The extrusions subsequently underwent autometamorphism to a greater or lesser extent. Believed to be contemporaneous with this phase or slightly later in time are dioritic and granodioritic rocks followed by NE—SW trending dacite dykes. More recently doubt has been expressed about this dating and an earlier age has been suggested. Associated with the intrusive events was the development of ore mineralization, when deposits of zinc, copper, lead and silver were formed. The second phase andesites were pyroxene andesites, in contrast to these of the final phase contain amphibole and biotite, and are never metamorphosed.

The *volcanics of the second phase* were also largely eroded. Originally the strato — volcano forms may be supposed to have been about 3,000 m high, and evidence of their former wider extent is obtained from the topographic position of outliers and also from the occurence of necks in the crystalline zone. The extent of the erosion is also revealed by the position of the third phase, andesites which lie in the central region of the volcanic complex. Much of the third phase has since been removed by erosion.

The *final post orogenic phase* of activity is associated with the basaltic rocks of plateau type.

There are a few palaeontologically well dated horizons associated with the volcanics, and it is only to be expected that ages can be obtained only from intercalations of sediments in lava around the periphery of the strato — volcanic forms. Thus the age of the central region of the volcano must be fixed by interpolation based on petrographical affinities.

The onset of volcanic activity is well dated. The first tuffs overlie fossiliferous sediments of Aquitanian age, and these in turn are followed by the first rhyolites and rhyo-dacites.

The *end of the third rhyolite phase* can also be fixed with reasonable certainty for they are followed by sediments which can be dated as Sarmatian, probably upper Sarmatian. Thus the orogenic phase of volcanic activity lasted through Tortonian and much of the Sarmatian.

The *second rhyolite phase* is well dated in Hungary, and has a middle Tortonian age. Thus by interpolation the first rhyolitic phase is Burdigalian, the first andesitic phase, lower Tortonian, the second andesite phase upper Tortonian to lower Sarmatian, the third andesite phase must also be Sarmatian. The final phase of vitrophyric andesites is also given as Sarmatian but may well range into lower Pliocene.

The *age of the final, post-orogenic activity* is not well established. Tuffites of this phase overlie sediments of upper Oligocene to lower Miocene age, these are then followed by lavas which are turn directly covered by Quaternary with a Montpelier fauna. Curently these igneous rocks are believed to belong to a single basaltic phase and the age suggested is lower Pleistocene.

General Petrography

Products of the Ist andesitic phase are represented by garnet biotite — amphibole andesites, amphibole — pyroxene andesites, garnet amphibole — pyroxene andesites. The rocks contain sometimes large amounts of enalogene inclusions. In the region of Central Slovakia these rocks are found around Dolné Breziny and adjacent part of Javorje Mts. in the vicinity of Karanč, Tisovec etc.

Garnet amphibole — pyroxene andesite is a typical representative of the group. The rock is dark-gray coarse grained with 6 mm feldspar phenocrysts, hornblende and pyroxene. Characteristic is the occurence of red garnet crystals 4—10 mm in size. As the most frequent enalogene inclusions contact hornfels and diopsite erlans were determined by F. Fiala. The texture of the rock is porphyritic to nevaditic with vitreous to hyalopilitic groundmass.

Plagioclases are automorphic to hypautomorphic occasionally larger but in majority 1 mm in size. By composition represent labradorite to labradorite — bytownite. The minerals are partially sericitized.

Amphiboles and pyroxenes are severaly opacitized (characteristic feature). Hornblendes predominate over pyroxenes. The amount of *garnets* is variable however its always present. *Groundmass* is composed of glass or glass with feldspar microlites, apatite and magnetite grains. Plagioclases of groundmass are somewhat more acid than those of phenocrysts. Abundant are augite and hypersthene microlithes.

Products of the IInd andesitic phase are represented by pyroxene andesites of several petrographic varietes. Varies mainly the amount of amphiboles and biotites. Rarely occurs olivine. Rocks of this phase in the Carpathian neovolcanic region are the most abundant.

Andesites are in majority gray to dark-gray in colour. Other shades depend upon the mode and stage of alteration. In the zones of hydrothermal alteration andesites are green or completely bleached. The rocks are massive sometimes of fluidal structure, porphyritic less frequently microporphyritic or aphanitic.

Most frequent and most typical groundmass texture is hyalopilitic less pilotaxitic. Vitrophyric textures occur only in specific cases.

The main constituents are the *plagioclase* and *pyroxene phenocrysts. Plagioclases* range 1—2 mm in size less frequently 3 mm. The minerals are often zoned (outer zones are more acid then the inner ones). The first generation is formed by phenocrysts having the composition An_{40} — An_{60} in more basic varietes An_{70}. Phenocrysts contain abundant groundmass inclusions in the form of poikilitic intergrowth. The second generation is formed by microlites of more acid composition.

The size of *pyroxenes* varies from 1—2 mm exceptionally 3 mm. Represented are mostly by hypersthene and augite, subsidiary diopside (or diopside — augite). F. Fiala from Kremnické pohorie Mts and R. Lukáč from Štiavnické pohorie Mts reported the occurence of pigeonite. Hypersthene predominates over augite in some varietes are both in equilibrium (Type „PAB"). Due to hydrothermal alteration augite is replaced by hornblende and in higher stages by chlorite, calcite etc. According to F. Fiala augite is more resistent to alteration process than hypersthene.

Amphiboles are subordinated mafic components usually brownish — green rarely dark brown in colour like the basalt amphibole (E. g. in the hornblende — pyroxene andesite of Kremnické pohorie Mts.). The mineral rims are resorbed and opacitized. Due to hydrothermal alteration amphiboles frequently replace pyroxenes in paramorphic forms up to the uralitic stage.

The role of *biotite* is similar to that of amphibole. Sometimes is resorbed and opacitized. *Olivine* occur only in certain petrographic types (E. g. „PABO" of Kremnické pohorie Mts, Ladomer, Kozárovce). Olivine is often corroded and altered to iddingsite.

Accesories are represented by *apatite* and *magnetite* disseminated in the groundmass.

Vitreous groundmass mesostasis is gray to brown-gray with disseminated microlithes of feldspars, pyroxenes less amphiboles, biotites or olivines. In fluidal structures microlithes are oriented in the direction of flow around larger phenocrysts. The ratio of feldspar phenocrysts to mafic phenocrysts varies ranging 60—80 : 40—20. The ratio of total phenocrysts to groundmass is also variable within the values 50—30 : 50—70.

Among the IInd andesitic phase products have been formerly included also diorite and granodiorite rocks (doubts have been expressed recently as to the Tertiary age of these elements).

Fresh diorite is usually dark-gray to blackish-gray in colour propylitized varietes are green. Its texture is fine grained equigranular with hypautomorphic groundmass. The amount of quartz is variable — certain types are recognized as quartz diorite. The most stable diorite constituents are An_{50}—An_{70} plagioclases and pyroxenes. As subordinated always occur (at least in minor amounts) quartz and orthoclase less frequently amphibole and biotite. Accessories are represented by apatite zircon and magnetite.

Granodiorite is gray if hydrothermally altered green in colour. The rock is coarse grained with holocrystalline and hypautomorphic texture. Megascopically may be determined pinkish feldspars, quartz amphibole and biotite. The chief constituents: An_{20}—An_{40} plagioclases orthoclase, quartz, amphibole and biotite. Orthoclase and quartz appear as xenomorphic grains among the older minerals. Amphibole and biotite are usually corroded and chloritized

Accessories comprise magnetite zircon and apatite. J. Šalát (1955) from the Hodruša granodiorite described tourmaline and garnet as exceptional accessories. Most frequent secondary minerals: sericite, chlorite, epidote, calcite.

Products of the IIIrd andesitic phase include amphibole biotite andesites, dacitoid andesites and dacites. Amphibole-biotite andesites vary in colour from grayish-black to yellowish grayish-pink or reddish. In zones of hydrothermal alteration or neighbouring ore veins their colour is greenish or bleached. Megascopically visible are feldspars (to 5 mm) amphiboles (2—4 mm) and biotites (2—4 mm).

The texture is porphyritic with vitrophyric, hyalopilitic or cryptocrystalline microtexture (sometimes microlithic). Chief constituents are *plagioclases, amphibole* and *biotite. Accessories:* magnetite, apatite, zircon.

Plagioclases correspond to andesine — labradorite, labrador — bytownite. In propylitizied varietes are sericitized and/or carbonatized. The dimensions range within 1,5—2,5 mm or less rarely 4—5 mm. One of the main mafic constituent is amphibole (green amphibole). Sometimes occur the basalt amphibole described by F. Fiala as barkevikite.

Amphibole is usually opacitized and corroded. In altered andesites chloritized less frequently uralitized. By lower degree of alteration appear calcite locally epidote. The second main mafic mineral is biotite. The crystals vary in size (1—1,5 mm some types 2—5 mm). Biotite is often opacitized or limonitized. There are often poikilitic inclusions of feldspars, magnetite and apatite crystals in biotite. In propylitized andesites is chloritized.

Pyroxene is always a subsidiary component. It is either hypersthene (F. Fiala observed such type at „Horný Chom" locality in Kremnické pohorie Mts.) or augite (according to F. Fiala subvariety „Krahule"). If the rock is altered pyroxenes are usually uralitized or chloritized. Quartz occurs seldom and in minute amounts. If present than severaly corroded with local undulating extinction. The presence of quartz made several authors call it a variety of dacitoid andesite.

Feldspar microlites in the groundmass are somewhat more acid than phenocrysts. They correspond to andesine. Further present are pyroxene microlites grains of magnetite and apatite. Zircon is rare. Besides the primary quartz a secondary occurence forms microaplitic texture in the groundmass. F. Fiala (1954) reported microdioritic inclusions from the amphibole — biotite andesites of Kremnické pohorie Mts. Inclusions are composed of amphibole and pyroxene and posses fine holocrystaline texture.

Amphibole — Biotite Dacite. Typical dacites forms occur in the vicinity of Banská Štiavnica and Hodruša, subsidiary are found in Kremnické pohorie Mts. The rocks resemble sometimes amphibole — biotite andesites and by some authors are regarded as dacitoid andesites. More acid differenciates are petrographically and chemically related rather to rhyolites. Such varietes are described as rhyodacites.

Dacite is a grayish — greenish rock often bleached by kaolinization, or otherwise altered silicification propylitization in the neighbourhood of hydrothermal zones. Phenocrysts of feldspars, amphiboles, biotite and quartz may be megascopically observed. The texture is porphyritic with holocrystalline groundmass.

Plagioclases are composed of andesine to labradorite. They are frequently replaced by sericite and carbonates. Biotite crystals range within 3—4 mm. Fresh biotite is exceptional mostly being replaced by secondary chlorite and calcite and to certain extent corroded or opacitized. As inclusions occur minute crystals of plagioclases (0,5 mm) and zircon. According to J. Šalát (1955) other secondary minerals are magnetite, titanite and quartz.

Amphibole individuals reach 2—4 mm in size. Like biotite is also severaly altered and replaced by secondary minerals — chlorite, carbonates and quartz. Quartz crystals range within 2—3 mm forming dipyramidal, corroded individuals. Frequently occur enclosed apatites. Accessories: apatite, magnetite, zircon. Groundmass composed of quartz, orthoclase, plagioclase and secondary minerals is usually fresh or sericitized and kaolinized.

Products of the IIIrd Rhyolite Phase. In this group included are rhyodacites, rhyolites and vitreous rhyolitic differenciates (perlite, obsidian). *Rhyodacites* are light gray, grayish brown or pinkish in colour megascopically resembling rhyolites. The texture is porphyritic to nevaditic (F. Fiala 1957), groundmass microfelsitic, sphaerulitic, vitreous, felsosphaerulitic and exeptionally hyalopilitic. Substantial components are plagioclases, biotite and amphibole. Subsidiary are quartz and orthoclase. Accessories: mainly zircon and apatite.

Plagioclases comprise andesine to labradorite. In Kremnické pohorie Mts. rhyodacite with biotite contains more acid plagioclases (oligoclase — andesine) and amphibole rhyodacite only andesine (F. Fiala 1957).

Biotites range 2—3 mm in size, black in colour sometimes limonitized. Biotites enclose minute plagioclase crystals. *Amphibole* is found resorbed, opacitized or less frequently uralitized. It is brownish — green in color and of small size.

The size of *quartz crytals* varies up to 3— mm. Crystalls are corroded. Orthoclase is present sporadically in some varietes is missing.

Rhyolites are white, grayisch-yellow, pink or reddish-brown in colour. The structure is usually massive, fluidal, porous, foamy or brecciated. Texture frequently porphyritic or microporphyritic with felsitic, sphaerulitic, microfelsitic or microgranitic groundmass. Composition of rhyolites is variable, depending from the degree of crystallinity, texture and structure of the rock.

Substantial constituents are *plagioclases* and *quartz* in some varietes (Vyhne) also sanidine. Subsidiary are mostly biotite, orthoclase and seldom hypesthene. Accessories: zircon, less apatite, magnetite, tridymite, opal. Secondary minerals: sericite, kaolinite, haematite.

Plagioclases in some porphyritic rhyolites range up to 1—3 mm. They are represented by the series from albite to andesine mostly by albite — oligoclase, oligoclase — andesine and acid

andesine. Alkaline feldspars occur only in the groundmass. These plagioclas rhyolites are relatively frequent in Carpatians.

Quartz grains reach 2—3 mm in size and in Kremnické pohorie Mts. locally 5 mm. Some varietes however contain fine quartz crystals (0,2—0,6 mm). The corrosion is characteristic. *Sanidine* forms tabular crystals (0 1 0) or Carlsbad twins (0 1 0). The size of crystals varies 0,4—0,6 mm, less frequently 1—2 mm. Largest crystals are found in the rhyolite of Vyhne. Occasionally contains enclosed biotites.

Biotite is also tabular with crystals ranging 0,3—0,5 mm, maximum 2 mm. In the groundmass its character is microlithic. Biotite is often resorbed complete crystals or the margins being replaced by the Fe-oxides while its identification is possible only from paramorphoses. As inclusions occur magnetite, apatite and zircon crystals.

Orthoclase takes part in the granophyre aggregate of microgranitic rhyolite west of Horná Ves (F. Fiala 1957). *Tridymite* and *opal* occur in the vesicules or lithophyses. Tridymite forms mostly minute tabular crystals in druse arrangement. Lithophyses have a specific structure, they are usually empty only locally rimmed by chalcedony or quartz or filled with opal and tridymite.

Haematite is regarded as the product of mafic minerals desintegration. Pyrite is sometimes present indicating adjacent hydrothermal alteration. Further secondary minerals: kaolinite and sericite. The general phenocrysts to groundmass ratio ranges about 2:8 and felsic minerals to mafic ratio about 9:1.

Some rhyolites possess a framework of *jasper* veinlets of dark-brown colour and sharp margins toward the host rocks.

Products of Final Volcanism. The members of this group are divided into the products of initial phase and the products of the main phase. Initial phase comprises basaltoid andesites and andesite — basalts (Mainly in Kremnické pohorie Mts.). Olivine andesites of Javorje Mts might be included in this group due to the basic chemical composition.

In Kremnické pohorie Mts. the representatives of this group have been studied extensively by F. Fiala (1931, 1957, 1962). The author regarded the olivine andesites as final volcanics only conditionally. The rocks are massive grayish-black and greenish in colour. The texture is porphyritic to nevaditic with pilotaxitic groundmass.

Phenocrysts include plagioclases (labradorite — bytownite), hypersthene, pigeonite — augite and abundant olivine (serpentinized or iddingsitized). *Pilotaxitic groundmass* consists of minute crystals of andesine, andesine — labradorite, augite, magnetite, apatite and glass.

Andesitoid basalts are grayish black and greenish in colour with intersertal to ophitic texture. *Phenocrysts* are represented by plagioclases (labradorite — bytownite and locally labradorite or bytownite), olivines and titanaugites. *Intersertal groundmass* consists of glass tabular labradorite and andesine, albite and orthoclase locally phillipsite and accessoric magnetite and apatite.

Products of the main phase are represented by olivine basalts, limburgites, nepheline basanites and nepheline basanitoids. The rocks are abundant in Filakovská vrchovina Hills and Pliešovce basin. Several isolated occurences are found at several places of Štiavnické pohorie Mts in the form of independent eruptive bodies.

The detailed petrography of the main phase of final vulcanism is being discussed in a separate paper of M. Mihaliková – M. Šímová (1965).

Field and Laboratory Methods

1. *Sampling*

Samples were collected from 63 sites spread over the main outcrops and some of the outliers. Attemps were made to collect all the main lithological types and to make the area of collecting as wide as possible. Although the area is comparatively well exposed with numerous working and disused quarries, many of the natural outcrops are not readily accessible and this introduces a bias into collecting. A more important bias results from the history of the area which has led to the second phase andesites being the most widely spread of the volcanics.

In fact 60 % of the sites were in the second phase andesites, and the proportion would be still higher if based on the percentage area of outcrop. There are only three regions in which the first phase andesites outcrop but they form 4 % of the sites. In comparison with the outcrop area the number of sites in the post-orogenic basalts is also high (16 %). The third phase andesites (8 %) and rhyolites (2 %) have likewise a limited distribution. Intrusions of grano-diorite coeval with, or slightly post-dating the second phase andesites were sampled a few kilometres to the west of Banská Štiavnica.

In the field blocks about 10 × 10 × 10 cm with one plane surface were prepared using an ordinary geological hammer and cold steel chisel. The strike and dip of this surface were marked and recorded. A small spirit level was used to define the strike. The azimuth was measured with an ordinary geological compass corrected for local secular variation. The effect of the surrounding igneous mass on the compass was usually negligible and this was tested by repeating measurement of azimuth sighting from a distance. Usually it is only when anomalously high local intensities of magnetization associated with lightning remagnetization occur that there is an important error. Errors were noted at two sites both in the post orogenic basalts. At one site a hill top dyke outcrop, magnetic anomalies had previously been recorded.

The effects of surface weathering were largely overcome by sampling in quarries and road-cuttings. In many case the „weathered" appearance could be attributed to autometamorphism. Samples were collected at intervals over the whole of each outcrop to obtain a representative collection, and this helps to ensure that at least some of the samples wil yield a true original direction of magnetization. At the Žarnovica quarry (site 64) for example two groups of samples were obtained, one group from each side of the working face. From the larger group of four samples, consistent directions were obtained, but from the smaller group of three samples only one responded to demagnetization giving a result which could have

been incorporated with the other group. The remaining two samples could not be measured. There was no obvious explanation for this, it was not attributable to lightning nor did any of the material appear weathered in hand samples. Thermo — magnetic curves from the Chevallier balance did not reveal any differences in Curie poit which for all samples tested was about 500 °C. This effect was not observed at any other site.

It is surprissing in some ways that so little attention has been given in most palaeomagnetic studies to the question of sampling, to obtaining the greatest amount of information for a given effort. Obviously a balance must be struck between field and laboratory time. Collecting a large number of samples at each site restricts the number of sites which can be visited per day, but collect too few and the uncertainties due to misorientation or to sample loss etc. become important. If specimens are machined from the field samples how many should be prepared and measured ?. Only Watson & Irving (1957) appear to have given much consideration on this problem. Runcorn (1957) considers sampling techniques which apply to sedimentary rocks where the problems are somewhat different.

The authors have adopted an empirical approach, and tab. 2 lists results of some tests on numbers made on rocks from sites in the preliminary colection. No particular reason lay behind the choise of sites, and similar results were obtained from other sites possessing a reversed magnetization.

The rocks tested were stable, and had been subjected to magnetic cleaning. The results quoted are at the stage of minimum scatter. As a standart of comparison, the overall mean based upon sample means was used.

While tests on two sites reveal no differences of statistical significance a few observations can be made which may serve as a rough guide the scatter of the results must also include effects due to the sampling method used.

— the direction of magnetization of a single core is never significantly different from the sample mean, and the scatter is small.

— the overall mean (based on a 11 sample means) may lie beyond the confidence limits of any one sample mean. Two extreme cases are given in the table.

— the angular distances between the mean of sample means. and means based upon a single core from four, five, and seven samples are 2°, 1°, and 0,5° respectively, well within the confidence limits of the overall mean and the test groups.

— for a confidence level of about 4° about eight measurements seem to be required.

— the effect of increasing the number of samples and decreasing the number of cores from each to keep the total measurements nearly the same appears to be a reduce the deviation between the mean obtained and the overall mean. The figures given for Hronská Dúbrava II represent the extremes of a number of combinations.

Thus there seems to be little point in making more than one measurement per sample, at least in the case of stably magnetized rocks. It is clear from Fisher statistic that the magnitude of the semi-angle of the core of confidence (α) about the mean depends very largely upon N the number of measurements made (see para 4). Consequently if only single measurements are made upon each sample, four samples per site seems an absolute minimum, and experience

Table 2 **Tests on sample numbers**

Site 59 Hronska Dubrava II	Declination	Inclination	α	K	d
overall mean (mean of sample means) 7 samples	*4,7*	*+60,9*	*3,9*	*243,4*	—
measurement on a single core	10,0	+63,0	—	—	3,5
mean of that sample	16,9	+61,8	4,8	371,3	6,0
measurement on a single core	352,0	+60,0	—	—	6,0
mean of that sample	351,8	+57,4	4,9	637,2	7,0
mean based on a single core per sample 1st core	5,7	+61,0	4,7	167,7	0,5
—,,— 2nd core	1,9	+61,5	4,8	156,9	1,5
mean based on three cores from three samples	358,4	+61,9	3,3	240,5	3,5
—,,—	9,0	+61,1	3,1	283,7	2,0
mean based on two cores from four samples	0,2	+61,9	3,9	200,4	2,0
—,,—	6,7	+60,5	4,0	194,9	1,0
Site 58 Hronska Dubrava I					
overall mean (mean of sample means) 5 samples	*11,1*	*+60,7*	*4,1*	*341,0*	—
measurement on a single core	15,0	+56,0	—	—	5,0
mean of that sample	15,7	+57,3	2,2	3280,2	5,0
measurement on a single core	14,0	+58,0	—	—	3,0
mean of that sample	11,4	+56,6	4,7	386,8	4,0
mean of three samples 1 core per sample	12,7	+59,0	2,7	2125,1	2,0
2 cores per sample	8,6	+59,4	6,1	123,2	2,0
3 cores per sample	13,1	+62,8	5,5	88,9	2,5
4 cores per sample	11,8	+61,4	4,3	104,5	2,0
mean of four samples 1 core per sample	12,5	+59,8	2,5	1325,7	1,0
2 cores per sample	10,4	+60,1	4,5	150,0	0,5
3 cores per sample	14,3	+63,0	4,0	117,2	3,5
4 cores per sample	13,6	+61,8	3,2	130,2	2,0

α = semi angle of the core of confidence; K = dispersion parameter; d = angular distance between measurement and overall mean.

at one site (Žarnovica) suggests a larger number is desirable. In consequence an attempt was made to collect six samples per site whenever practicable, and to carry out one measurement on each.

A single measurement per sample assumes a homogenity of composition and magnetic properties over a small volume, and in the case of these stable rocks this appears to be justified. At least their gross behaviour as shown by demagnetization curves and Chevallier balance record is nearly identical. If this were not so, obviously a strong case could be made for treating each core as an individual unit. The larger number of samples per site covers the possibilities of variation over the volume of the exposure sampled.

2. *Sample Preparation*

From each sample a single long 2,5 cm diameter core was drilled with a phosphor bronze trepanning tool which had a diamond impregnated cutting edge. A mixture of soluble oil and water was pumped through the tool as a lubricant and to remove rock dust on coring. To set up the oriented face of the rock in the

plane normal to the cutting tool, the specimen was mounted on steel screws passing through a steel table adjusted byscrewing from below. Once level the sample was wedged in place by brass cones. It was usually possible to cut the core through the original field markings.

A sigle core was cut from the cylinder. The exposed faces were cut off to avoid all possibility of contamination. It was usually possible to cut a spare core and have pieces left which were used for Curie poit determinations.

3. *Measurement of Remanent Magnetization*

The direction and intensity of remanent magnetization was measured using a small astatic magnetometer capable of measuring rocks whose intensity of magnetization exceeds 1×10^{-4} emu/cc. Measurements are rapid for the magnet system has a period of about 1 second. There are no field compensating coils. A mock specimen is used periodically to check sensitivity. The instrument has been described many times (see Collinson & al. 1957 and various review articles).

4. *Statistical Methods*

Throughout the present investigation the mean direction of magnetization and the confidence limits of the mean for each site was calculated using the standart technique, — Fisher's (1953) dispersion on a sphere. The resultant vector obtained from the direction cosines of the observed directions and the radius of confidence around this point is usually given in terms of the semi — angle of the core of confidence (α) calculated from the following formula:

$$\alpha = 1 - C \frac{N - R}{R} \left[\left(\frac{1}{p} \right) \frac{1}{N^{-1}} - 1 \right]$$

where R is the length of the mean vector, N the number of observational unit vectors and P the chosen probaliliyt level (there 95 % adopted). As a measure of the dispersion of the observations, a quantity k was calculated from

$$k = \frac{N - 1}{N - R}$$

When the scatter is large, k is small.

Use was made of an electronic computer for these calculations. The mean site intensity of magnetization, susceptibility, and Koenigsberger ratios (Q coefficient) and their standard deviations were also obtained from the computer. Both programmes were prepared by Dr. L. Molyneux.

5. *Alternating Field Demagnetization*

As a routine technique all samples were subjected to progressive demagnetization in alterning magnetic fields of up to 350 oe. This field was attained in four

stages, direction and intensity of magnetization being measured after each stage. Measurements of intensity only were continued on one sample per site up to peak fields of the order of 850 oe. This field was produced by a current of five amperes in the demagnetizing solenoid which was not designed for working for a long period with currents in excess of five amperes.

The specimens to be demagnetized mounted in a holder were rotated about two mutually perpendicular axes. The gearing ratios between the two axes was 11:12, and the holder was driven by a amall electric motor at a rotation speed of about 400 r. p. m. The solenoid lay within a region of near zero field produced by a set of square coils. The field cancellation was periodically checked and kept to better than 50 gamma by adjusting the bridge balancing circuit. The main current control was throught a transformer, and current reduction and hence field reduction, was effected by the use of an electrolyte resistance. The electrolyte was contained in a 1,5 m tower from which one electrode could be withdrawn by a small electric motor driving a conical pulley. The preparatus was later modified to act as a potential devider similar to that developed by Gough. It is planned to replace the tower and transformer by a brushless transformer driven by a motor which can thus smoothly reduce current, and hence magnetic field, to zero.

The process of demagnetization is comparatively rapid, and one sample can be fully measured and demagnetized in about one hour.

It was apparent that in nearly all samples there was a small component of viscous magnetization in addition to the thermoremanent magnetization. The site mean direction and intensity 5 of magnetization was computed for each demagnetization stage and the direction at that stage at which the scatter was a minimum (maximum value of K) was adopted as the true direction of the original T. R. M. On this basis for the Slovakian rocks in general fields of up to 170 oe sufficed to remove the viscous component, often lower fields were adequate. Where consistent results could not be obtained upon demagnetization, those sites were rejected, however the sites where this happened were relatively few in number.

In most cases in fields in excess of 350 oe, the directions of magnetization become much more scattered, although the mean usually was not altered significantly. An explanation for this has been given by Irving, Srott & Ward (1961), but in some cases at least the reason appears to lie in the technique employed (see Cox & Doell 1960).

6. *Curie Point Determinations*

Thermo-magnetic curves from which Curie point could be estimated were obtained using an automatically recording Chevallier balance. Specimens of a few milligrams weight wrapped in aluminium foil were mounted on a torsion arm. The arm was free to move in an asymetric field of up to 1650 oersted. The actual value of the field used, commonly much less than this and often below saturation,

was adjusted for each sample at the beginning of the run. A small furnace slides over the torsion arm and between the poles of the magnet. The apparatus runs automatically once switched on and changes in susceptibility with heating are recorded on a photographic plate. The specimens are heated up to 700 degrees and they are then cooled. Temperatures intervals every 1000 °C are recorded as a break in the trace both during heating and cooling, the instrument being periodically calibrated. In general the attempt was made to obtain curves from at least two samples per site.

In general the observed heating and cooling curves do not superpose and the estimated Curie point from each curve is different. While it is possible that part of the difference is of instrumental origin, it is unlikely that the instrumental error can account for more than 10°. A run on a standart magnetite sample in fact gave the same estimated Curie point both on heating and cooling.

The significance of the Curie point change will be discussed later.

7. *Susceptibility Measurements*

Susceptibility was measured on cylinders, no attempt was made to use powdered samples. A transformer bridge apparatus was used (Collinson, Molyneux, Stone 1963), in which the sample alters the reluctance of the air gap in one of a pair of transformers. The transformers are initially balanced and measurement consists of measuring the unbalance produced by the sample. The exciting coils are wound around ferrite cores and are powered by an oscillator and amplifier working at 800 c. p. s. The susceptibility of the specimen was measured in a field of about 2 oe. The field is non uniform due to the difficulty of machining very brittle ferrite cores. The instrument was calibrated by use of mock specimens of various salts such as cobalt nitrate and nickel nitrate. It has a sensitivity of the order of 5×10^{-7} emu/cc.

The mean susceptibility and standard deviation were computed for each site. These are tabulated in table 3. The Q coefficients for each sample were also calculated using the intensity values obtained during measurements of the direction of remanent magnetization.

Discussion of Measurements

1. *Magnetization and Age Relationship*

In samples from each of three main phases of volcanicity investigated, second and third phase andesites and post — orogenic phase basalts both normal and reversed magnetization was found. There were additionally a number of anomalous sites (13 Ladomer, 38 Nová Baňa, 45 Richňava, 61 Banská Štiavnica Klinger quarry) where the sign of the dip is the opposite of that which might be expected from the measured declination. These anomalous sites are all second

Table 3

Mean values of intensity, susceptibility and Q coefficients

	Intensity J NRM	Mean Intensity demag. J*	χ	Q	Q*
All sites (64)	14,88 ± 21,10	11,60 ± 19,48	11,06 ± 6,57	13,10 ± 57,60	9,53 ± 33,04
All normally magnetised sites	11,33 ± 10,42	8,10 ± 5,93	11,30 ± 5,07	3,67 ± 5,50	2,40 ± 3,54
All reversely magnetised sites	18,64 ± 26,49	15,14 ± 25,51	11,62 ± 7,34	22,37 ± 79,51	15,85 ± 44,40
2nd phase andesites					
normally magnetised sites (18)	9,35 ± 7,82	8,13 ± 5,94	12,23 ± 5,21	3,00 ± 4,54	2,57 ± 4,09
reversely magnetised sites (19)	13,87 ± 12,69	9,69 ± 8,69	10,62 ± 8,17	33,08 ± 102,65	22,32 ± 56,69
3rd phase andesites					
normally magnetised sites (3)	7,76 ± 3,40	5,76 ± 5,12	8,04 ± 2,53	1,80 ± 0,48	1,35 ± 0,99
reversely magnetised sites (4)	9,93 ± 11,17	9,51 ± 9,30	11,63 ± 8,79	3,90 ± 4,07	4,06 ± 4,23
final phase (postorogenic)					
normally magnetised sites (2)	34,46	—	7,87	12,92	3,02
reversely magnetised sites (8)	18,63 ± 16,89	15,62 ± 9,42	14,22 ± 3,92	5,99 ± 9,09	4,10 ± 5,29
anomalous groups sites (3)	1,69 ± 0,51	1,83 ± 0,33	8,09 ± 4,93	0,58 ± 0,37	0,98 ± 0,88

Separate values of the first phase andesites and third phase rhyolites were not worked out consequently the site total is greater than the total of the separate groups.

phase andesites. There were also a number of sites with very low magnetic inclinations.

The first phase andesites are reversely magnetized. The oldest of the third phase andesites and the intrusive diorites and granodiorites are normally magnetized. Although the geological evidence is not convincing, it appears that the younger of the second phase andesites are normally magnetized. Thus the first reversal recognized appears in the second phase andesites with the possibility that the anomalous sites may be in lavas extruded during the period when the field was reversing. Certainly the intensity of magnetization of these latter rocks is well below the average intensity although comparable with more weakly magnetized sites.

The younger of the third phase andesites and the third phase rhyolites are reverselly magnetized. The bulk of the post orogenic basalts are also reverselly magnetized. A few are normally magnetized and in one or two cases these can be shown to be the younger, being in the form of intrusives cutting earlier extrusives in at least one case.

If these reversals can be interpreted in zonal terms then there is a reversal in magnetization, from reversed to a normal in the period upper Tortonian to lower Sarmatian, a second from normal to reversed occuring somewhere between lower and middle Sarmatian. If the post — orogenic basalts are indeed Quaternary, then the reversal found must be the basal Villafranchian (see table 4).

Table 4 **Directions of Magnetization of Central Slovakian Volcanics**

Phase		Declination D	Inclination I	Confidence α	Scatter K	Sites N
Post orogenic	normal	33,4	+54,0	36,8	48,3	2
	reversed	185,4	−60,8	4,8	156,8	7
3rd rhyolitic phase		173,1	−68,0	—	—	1
3rd andesitic phase	reversed	199,8	−53,0	41,7	5,8	4
	normal	35,9	+69,4	8,8	805,7	2
intrusive phase	granodiorite	30,8	+70,4	—	—	1
2nd andesitic phase	normal	8,3	+64,3	6,6	30,0	17
	reversed	184,8	−62,5	11,8	9,5	18
1st andesitic phase		172,4	−60,9	—	—	1

It is perhaps worth recalling that the terms Tortonian and Sarmatian are used as they apply to facies developed in Eastern Europe at the top of the Miocene. Thus Sarmatian is an part equivalent to the Pontian of Western Europe, and consequently the reversal recorded in the third phase andesites is probably close to the Vindobonian-Pontian boundary in western terminology.

2. *Intenzity of Magnetization, Susceptibility and Koenigsberger Ratio*

Of the two measurements, intensity and susceptibility, the variation in the latter is much smaller and the mean value of susceptibility is remarkarbly constant (see table 3) throughout the volcanic succession. This seems to suggest that the greater variation in intensity can only in part be due to the variation in the amount of the ferromagnetic material present, although variations do occur. The remainder may be due to variations in the proportion of the ferromagnetic material present carrying the N. R. M., or to various in the coercivity of the ferromagnetic phase which may in turn be linked with geological history of the parent rock. Variations can occur, and are known, within a single flow or outcrop. One important factor which tends to be overlooked is that quite important mineralogical differences can occur when solid solution series are represented, even although the overall chemical composition remains constant.

As a method of comparing the values of intensity of magnetization and susceptibility, both variable quantities, at different sites, the Q coefficinet, a ratio devised by Koenigsberger is useful. It is defined as

$$Q = \frac{J_{NMR}}{H},$$

where H is taken as 0,45 oe. In using J_{NRM} the component od viscous magnetization is included with the thermo — remanent, but if J is used a ratio Q is obtained in which the viscous magnetization plays no part, although it suffers from the same limitations as those affecting J.

The values for reversed and normally magnetized sites calculated separately are shown in table 3. While it is true that because the scatter of the initial measurements which results in a large value of the standard deviation there is no significant difference between the normally and reversely magnetized rocks, in the andesites the mean intensity of the reversely magnetized rocks is considerably higher than that of the normally magnetized. This is brought out in the mean Q coefficient.

The main change in the mean standard deviation between the original value upon demagnetization is a small reduction, imlying that the magnitude of the component of viscous magnetization is nearly constatnt, although at individual sites the decrease in scatter may be quite marked. There is a tendency for the greates reduction in standard deviation to occur at those sites where the N. R. M. was higher.

A final point to be noted is the very low intensity of magnetization of the sites showing dip sign anomalies despite the mean susceptibility being close to the mean from all sites. However this mean is not significantly different from the other mean intensity values.

3. *Curie Temperature and Composition*

As is commonly the case, very little petrological information is available on the ferromagnetic minerals present in the Central Slovakian volcanics. Magnetite appears to have been recorded in all rocks, ilmenite in some, whilst there is some uncertainty weather titanomagnetites are present or not.

Information can be obtained from thermomagnetic curves from the Curie — Chevallier balance. One advantage of this technique over other magnetic parametres is that it is dependent of grain size and shape. The interpretation of the curves follows N a g a t a (1953). The main difference between Nagata's technique and the one here used, is that Nagata used very low fields (of the order of 2 oe) and found fairly sharp initial increases in susceptibility in the early stages of heating which he attributed to the Hopkinson effect, a phenomenon of weak fields. The fields used with the Curie — Chevallier balance were of the order of 150 oe to about 900 oe, but nevertheless marked increases in susceptibility were noted in a few cases (with field strenghts of 150—300 oe).

Based upon the form of the thermomagnetic curve, Nagata devided rocks into four groups, reversible and irreversible ordinary and reversible and irreversible extraordinary. The characteristic of the reversible types is that the heating and cooling curves are similar, i. e. the changes of susceptibility with temperature are the same, and repeat treatment of the same sample gives the result. In the case of the irreversible types, the susceptibility temperature curve obtained upon

T a b l e 5* **Chemical composition and Curie points of some ferromagnetic minerals from Japanese igneous rocks**

No.	Locality	Petrology	Curie heating	Point cooling	Molecular %.		TiO_2
					Fe_2O_3	FeO	
4	Hakone	magnetite phenocryst in hypersthene augite andesite	570	520	31,1	53,4	15,5
5	Yugawara	magnetite phenocryst in hypersthene dacite	600	390	15,8	71,0	13,2
6	Yugawara	magnetite phenocryst in hypersthene augite andesite	530	440	27,1	61,8	11,1
7	Hakone	magnetite phenocryst in augite hypersthene andesite	500	420	25,8	57,6	16,6
10	Taga	magnetite phenocryst in olivine augite hypersthene andesite	500	460	28,2	56,7	15,1
14	Taga	groundmass magnetite in olivene basalt	500	400	21,3	57,5	21,2
15	Taga	groundmass magnetite in olivene augite hypersthene andesite	550	450	20,4	61,6	18,0

* The data of this table was taken from N a g a t a (1953) table I—IV pp. 40—41. Locality data is abbreviated but the numbers are retained as quoted by Nagata.

Table 6. **Summary of**

Site no.	Site and/or rock type	Magnetization		Sampling a/b	Confidence	Scatter K	Vector R	Demagnetizing Field oe
		Declination	Inclination					
		D	I	Samples used/collected				
1	Hajnačka, Ragač, basalt, post-orogenic	196,3	−64,4	6/6	5,3	159,8	5 969	170
2	Hajnačka Kopec, basalt dykes, post-orogenic	22,3	+59,6	6/6	4,1	264,8	5 981	85
3	Šurice, basalt voins, post-orogenic	183,8	−67,1	4/4	5,5	282,5	3 989	340
4	Sulhary, nepheline basanite, post-orogonic	176,1	−65,3	6/6	3,1	471,9	5 989	85
5	Mešková, basanite, post-orogenic	180,6	−58,6	6/6	15,4	19,8	5 747	85
6	Podrečany, nephelinic basanite, post-orogenic	180,5	−52,5	6/6	7,5	81,7	5 939	170
7	Sekier, pyroxene andesite, 2nd phase	356,3	+57,8	6/6	9,8	47,5	5 895	0
8	Môťová, pyroxene andesite, 2nd phase	150,8	−55,9	6/6	6,1	120,7	5 959	170
9	Zvolenská Slatina, pyroxene andesite, 2nd phase	196,1	−56,4	4/6	23,9	15,7	3 810	170
10	Vígľaš, pyroxene andesite, 2nd phase	327,4	+65,8	4/6	24,4	15,1	3 802	0
11	Vígľaš, Pstruša (Rohy) pyroxenite andesite, 2nd phase	163,0	−66,2	5/6	4,2	330,3	4 988	85
12	Pstruša, pyroxene andesite, 2nd phase	189,1	−32,4	6/6	9,4	52,1	5 904	170
13	Ladomer, pyroxene andesite, 2nd phase	11,0	−77,2	4/6	8,6	115,2	3 974	85
14	Pitelovský mlyn, amphi. biotite andesite, 3rd phase	343,3	+14,0	4/4	15,4	36,6	3 918	85
15	Budča (západ), pyroxene andesite, 2nd phase	24,9	+38,6	6/6	5,4	157,0	5 968	85
16	Breziny, pyroxene andesite, 2nd phase	357,2	+57,6	5/5	5,1	229,9	4 983	255
17	Pri mlyne, pyroxene andesite, 2nd phase	343,4	+50,7	5/5	5,2	216,7	4 982	170
18	Vtáčnik, amphi. biotite andesite, 2nd −3rd phase	333,1	+70,9	5/5	4,3	320,6	4 988	85
19	Sása, pyroxene andesite, 2nd phase	203,9	−78,7	4/4	16,3	32,8	3 909	85
20	Babiná, pyroxene andesite, 2nd phase	38,1	+70,3	5/6	8,2	87,1	4 954	0
21	Záhorský vrch 1, pyroxene andesite, 2nd phase	31,2	+62,3	3/3	11,6	114,8	2 983	85
22	Záhorský vrch 2, pyroxene andesite, 2nd phase	11,8	+58,0	4/4	8,7	112,3	3 973	85
23	Krupina, pyroxene andesite, 2nd phase	347,1	+67,6	6/6	11,5	34,9	5 857	85
24	Krupina, Picberg, pyroxene andesite, 2nd phase	17,8	+68,7	5/5	3,7	418,5	4 990	170
25	Ježová, pyroxene andesite, 2nd phase	–	–	0/6	–	–	–	–
26	Baďan 1, pyroxene andesite, 2nd phase	236,0	−38,5	5/5	5,5	193,6	4 979	170
27	Baďan 2, pyroxene andesite, 2nd phase	–	–	0/5	–	–	–	–
28	Kozelník, amphibole biotite andesite? 3rd phase	206,5	−21,0	4/4	6,2	222,9	3 987	

site data

Mean Intensity of Magnetization		Mean susceptibility χ $\times$ 10	Mean Q	Mean Q*	Curie Temperature	
N. R. M. $\times 10^{-3}$ emu/cc	at minimum scatter $\times$ 10 emu/cc				Heating	Cooling
13,17 ± 6,87	13,44 ± 5,52	18,54 ± 3,76	1,73 ± 1,15	1,614 ± 0,995	555	465
25,89 ± 16,8	17,91 ± 5,11	11,06 ± 5,45	5,04 ± 1,22	3,63 ± 1,19	~350 540	445
58,93 ± 17,45	34,64 ± 17,87	9,55 ± 8,75	26,52 ± 20,58	16,05 ± 12,91	~400 533	480
11,48 ± 6,46	13,26 ± 5,37	12,93 ± 3,68	2,04 ± 1,60	2,66 ± 1,95	570	470
15,14 ± 20,07	11,58 ± 10,01	14,19 ± 11,38	2,68 ± 1,91	2,12 ± 1,13	570	470
19,40 ± 6,62	10,73 ± 1,02	17,06 ± 4,68	2,75 ± 1,23	1,45 ± 0,38	330 550	500
8,13 ± 4,68	8,13 ± 4,68	20,07 ± 2,17	0,90 ± 0,50	0,90 ± 0,50	570	500
5,41 ± 0,40	5,48 ± 0,94	12,13 ± 0,48	0,99 ± 0,70	1,00 ± 0,17	570	500
2,45 ± 0,56	1,41 ± 0,33	19,18 ± 0,80	0,29 ± 0,07	0,17 ± 0,04	570	470
1,78 ± 0,60	1,78 ± 0,60	20,00 ± 1,07	0,20 ± 0,06	0,20 ± 0,06	555	490
9,78 ± 10,20	12,15 ± 10,39	18,45 ± 9,94	2,85 ± 4,40	3,49 ± 4,86	600	500
2,42 ± 0,76	2,87 ± 0,55	17,78 ± 2,38	0,31 ± 1,33	0,37 ± 0,12	570	475
1,14 ± 0,01	1,95 ± 0,61	11,78 ± 0,47	0,22 ± 0,01	0,37 ± 0,11	340 500	430
11,56 ± 5,32	11,40 ± 4,69	10,95 ± 0,27	2,35 ± 1,09	2,32 ± 0,96	510	450
7,71 ± 5,32	6,64 ± 1,63	12,12 ± 0,83	1,42 ± 0,34	1,22 ± 0,31	575	470
19,27 ± 2,75	17,08 ± 2,79	2,42 ± 0,99	19,38 ± 6,84	17,44 ± 5,67	595	Not obvious
32,60 ± 6,64	23,81 ± 8,57	15,82 ± 1,14	4,57 ± 0,81	3,34 ± 1,17	565	555
8,19 ± 2,59	9,15 ± 3,52	14,42 ± 3,38	1,02 ± 0,81	1,56 ± 0,95	550	Not obvious
2,74 ± 1,20	3,92 ± 1,21	27,93 ± 1,36	0,23 ± 0,10	0,32 ± 0,11	570	470
7,68 ± 1,97	7,68 ± 1,97	17,24 ± 1,62	1,00 ± 0,29	1,00 ± 0,29	560	460
9,13 ± 5,23	9,13 ± 3,55	13,20 ± 1,14	1,57 ± 0,65	1,55 ± 0,65	575	475
6,17 ± 1,74	9,40 ± 7,72	14,43 ± 0,59	4,58 ± 6,52	1,50 ± 1,22	570	470
7,46 ± 3,43	9,03 ± 5,83	7,42 ± 1,09	2,40 ± 1,46	2,95 ± 2,32	575	500
19,55 ± 8,02	15,66 ± 6,88	9,33 ± 1,97	4,76 ± 1,96	3,82 ± 1,70	~400 540	495
8,76 ± 12,98	—	20,28 ± 1,39	1,04 ± 1,62	—	580 ~340	490
2,35 ± 1,03	2,60 ± 1,09	2,52 ± 0,41	2,23 ± 1,30	2,84 ± 2,16	~450 555	490
0,91 ± 0,41	—	7,97 ± 1,40	0,26 ± 0,12	—	570	Not obvious
7,87 ± 1,39	7,87 ± 1,39	11,30 ± 1,27	1,55 ± 0,21	1,55 ± 0,21	605	500

Table 6

Site no.	Site and/or rock type	Magnetization		Sampling a/b	Confidnece	Scatter K	Vector R	Demagnetizing Field oe
		Declination	Inclination					
		D	I	Samples used/collected				
29	Banská Belá, amphi. biotite andesite, 3rd phase	267,6	−65,8	5/5	9,0	73,6	4,946	85
30	Banská Belá, pyroxene andesite, 2nd phase	78,1	+58,5	4/4	23,6	16,2	3,815	0
31	Teplá, pyroxene andesite? 2nd phase	328,8	+58,2	4/4	7,4	155,1	3,981	85
32	Banská Štiavnica, pyroxene andesite, 2nd phase	—	—	0/5	—	—	—	—
33	Banská Štiavnica, andesite with biotite, probably 3rd phase	30,8	+70,4	2/6	27,4	85,1	1,988	340
34	Banský Studenec, amphibole biotite andesite, 3rd phase	40,6	+68,3	4/4	5,8	255,5	3,988	85
35	Hor. Opatovce, rhyolite, 3rd phase	173,1	−68,0	5/5	6,3	150,3	4,973	85
36	Hliník, rhyolite, 3rd phase	—	—	0/5	—	—	—	—
37	Žarnovica-Rudno, pyroxene andesite, 2nd phase	124,1	−25,4	3/5	12,5	98,0	2,980	340
38	Nová Baňa, pyroxene andesite, 2nd phase	122,0	+38,7	2/4	20,7	147,5	1,993	85
39	Nová Baňa, pyroxene andesite, 2nd phase	—	—	0/3	—	—	—	—
40	Detva, altered andesite, 2nd or 1st phase	353,7	+79,7	4/4	13,5	47,6	3,937	0
41	Voznica, amphibole pyroxene andesite, 2nd phase	127,3	−55,1	3/3	8,7	201,9	2,990	0
42	Rudno, amphibole biotite andesite, 3rd phase	150,9	−41,7	4/5	7,2	163,1	3,982	0
43	Voznica, amphibole pyroxene andesite, 2nd phase	156,4	−73,2	5/5	19,6	16,1	4,752	0
44	Richňava 1, pyroxene andesite, 2nd phase	152,6	−50,2	3/4	10,0	151,8	2,987	85
45	Richňava 2, pyroxene andesite, 2nd phase	121,2	+27,1	4/4	15,3	37,3	3,920	340
46	Nová Baňa, pyroxene andesite, 2nd phase	217,4	−28,3	5/5	5,7	178,9	4,978	85
47	Sv. Beňadik, pyroxene andesite, 2nd phase	177,9	−56,1	5/5	17,0	21,2	4,811	255
48	St. Huta, pyroxene andesite, 2nd phase	144,3	−71,5	3/4	5,1	574,4	2,997	170
49	Burien, pyroxene andesite, 2nd phase	239,5	−65,4	5/5	6,8	127,9	4,969	85
50	Brehy 1, nepheline basanite, post orogenic	741,7	+47,6	5/5	6,6	136,2	4,971	255
51	Brehy 2, pyroxene andesite, 2nd phase	158,6	−16,5	3/5	41,4	9,9	2,799	340
52	Kozárovce, pyroxene andesite, 2nd phase	230,1	−65,1	5/5	7,9	95,8	4,958	340
53	Kozmálovce, pyroxene andesite, 2nd phase	270,8	−62,8	4/4	12,8	52,9	3,943	170
54	Devičie, basalt, post orogenic phase	196,9	−57,6	7/7	7,9	60,0	6,900	85
55	Žiar, andesitoid basalt, post orogenic	183,5	−59,0	6/6	2,6	657,4	5,992	255
56	Prenčov 1, pyroxene andesite, 2nd phase	13,0	+60,4	4/4	5,2	315,4	3,991	42,5

Mean Intensity of Magnetization		Mean susceptibility $\chi \times 10$	Mean Q	Mean Q*	Curie Temperature	
N. R. M. $\times 10^{-}$ emu/cc	at minimum scatter $\times$ 10 emu/cc				Heating	Cooling
4,24 ± 1,72	4,06 ± 2,61	23,72 ± 2,01	0,38 ± 0,14	0,40 ± 0,29	550	520
2,16 ± 0,60	2,16 ± 0,60	16,70 ± 0,87	0,29 ± 0,07	0,29 ± 0,07	590	520
12,86 ± 19,26	3,13 ± 1,53	17,65 ± 2,09	1,52 ± 2,18	0,40 ± 0,25	570	470
0,75 ± 0,40	–	0,84 ± 1,18	6,41 ± 6,33	–	530	485
6,69 ± 4,58	1,41 ± 1,36	6,32 ± 3,45	1,45 ± 0,63	0,34 ± 0,20	600	510
5,02 ± 1,76	4,48 ± 1,15	6,85 ± 1,39	1,59 ± 0,28	1,40 ± 0,25	590	475
1,39 ± 0,77	1,41 ± 0,76	0,46 ± 0,34	7,50 ± 2,41	8,19 ± 2,46	555	460
1,34 ± 0,62	–	0,66 ± 0,64	3,07 ± 1,16	–	530	–
51,32 ± 89,82	2,10 ± 0,04	10,48 ± 2,11	14,66 ± 26,76	8,40 ± 13,77	590	520
2,14 ± 0,79	1,46 ± 0,20	9,99 ± 0,61	0,56 ± 0,19	0,59 ± 0,23	600	530
–	–	–	–	–	–	–
1,24 ± 0,19	1,24 ± 0,19	9,84 ± 0,35	0,28 ± 0,05	0,28 ± 0,05	495	500
13,14 ± 1,69	13,14 ± 1,69	3,74 ± 1,91	9,38 ± 4,56	9,38 ± 4,56	–	–
26,20 ± 5,42	26,20 ± 5,42	6,97 ± 3,46	9,12 ± 2,08	9,12 ± 2,08	510	500
14,80 ± 7,60	14,80 ± 7,60	9,92 ± 4,86	5,25 ± 5,02	5,25 ± 5,02	570	500
22,63 ± 3,76	22,07 ± 2,63	6,01 ± 0,50	8,33 ± 0,69	8,14 ± 0,29		
1,80 ± 1,24	2,08 ± 0,02	2,49 ± 0,64	0,95 ± 0,84	1,99 ± 0,87	565	495
6,75 ± 5,35	6,55 ± 5,97	4,98 ± 1,37	2,79 ± 1,58	2,77 ± 1,85	530	570
11,52 ± 11,82	7,10 ± 5,76	16,39 ± 2,53	1,88 ± 2,34	1,10 ± 1,17	580	500
13,17 ± 13,28	6,53 ± 2,50	10,91 ± 4,35	4,45 ± 6,57	1,86 ± 1,66	580	530
7,20 ± 1,52	5,21 ± 1,74	0,75 ± 0,09	21,59 ± 5,36	17,84 ± 6,14	600	500
43,02 ± 4,55	4,85 ± 1,66	4,67 ± 0,72	20,80 ± 3,91	2,40 ± 0,98	~300 ~460	490
4,02 ± 3,05	3,91 ± 3,90	0,15 ± 0,08	84,07 ± 77,27	84,67 ± 96,59	600	500
25,94 ± 9,98	12,08 ± 6,81	0,13 ± 0,02	449,73 ± 194,40	235,85 ± 124,50	580	490
17,45 ± 8,16	16,78 ± 6,82	2,69 ± 0,40	13,93 ± 4,72	13,45 ± 3,66	605	570
12,73 ± 15,27	13,98 ± 9,84	18,18 ± 6,51	2,05 ± 2,32	1,96 ± 1,25	–	–
16,45 ± 1,06	10,04 ± 2,64	9,11 ± 3,55	4,14 ± 1,75	2,85 ± 0,99	–	–
4,62 ± 1,78	4,61 ± 1,78	9,55 ± 3,43	1,07 ± 0,21	1,07 ± 0,21	–	–

Table 6

Site no.	Site and/or rock type	Magnetization		Sampling a/b	Confidence	Scatter K	Vector R	Demagnetizing Field oe
		Declination	Inclination					
		D	I	used collected				
57	Prenčov 2, pyroxene andesite, 2nd phase	359,1	+65,1	6/6	4,9	190,6	5,974	85
58	Hronská Dúbrava 1, pyroxene andesite, 2nd phase	11,1	+60,7	5/5	4,1	341,0	4,988	85
59	Hronská Dúbrava 2, pyroxene andesite, 2nd phase	4,7	+60,9	7/7	3,9	243,4	6,975	85
60	Banská Štiavnica, altered andesite, probably 3rd phase	207,7	−57,9	4/6	4,4	440,0	3,993	0
61	Banská Štiavnica, Klinger, pyroxene andesite, 2nd phase	126,5	+28,7	5/6	10,7	51,9	4,92	85
62	Sása, pyroxene andesite, 2nd phase	168,4	−60,6	7/7	7,3	69,6	6,914	0
63	Horné Breziny, andesite, 1st phase	172,4	−60,9	4/4	5,1	330,3	3,991	0
64	Žarnovica, pyroxene andesite, 2nd phase	209,0	−59,6	5/7	9,9	130,4	3,966	85

cooling is not the same as the heating curve, and the Curie temperature may be as much as 1000 °C lower. On repeat heating, the new heating curve follows the previous cooling curve but the cooling curve may or may not repeat the heating curve. However with repeated cycling the irreversible tend to a reversible condition.

The difference between the ordinary and extraordinary lies in the appearance of two or more phases in the heating curve of the extraordinary type, the phase or phase with the low Curie temperature being absent in the cooling curve and subsequent curves of the irreversible extraordinary type.

Rocks from the majority of sites examined belonged to the irreversible ordinary type, only one or two could be classed as reversible. The Curie temperatures are listed in table 5, and these figures may be compared with the figures in table which has been abstracted from data given by N a g a t a (1953, table I—IV).

No specimens of the reversible extraordinary type were found, but records were obtained of a number of the irreversible extraordinary type. Usually only two phases were present with the lower Curie temperature around 350 °C however occasionally three phases were recorded. The high Curie temperatures always approached that of magnetite.

The usual interpretation is that the reversible types indicate stable ferromagnetic minerals. The irreversible ordinary type is considered to represent an unstable ferromagnetic phase which tends to a more stable form during even quite short periods of thermal agitation. As the Curie point is lowered this would seem to

Continuation

Mean Intensity of Magnetization		Mean susceptibility $\chi \times 10$	Mean Q	Mean Q*	Curie Temperature	
N. R. M. $\times 10^{+}$ emu/cc	at minimum scatter $\times 10$ emu/cc				Heating	Cooling
3,32 ± 1,14	3,39 ± 1,01	8,28 ± 0,46	0,88 ± 0,26	0,90 ± 0,23	540	525
11,85 ± 1,84		4,51 ± 1,05	6,01 ± 1,26	5,34 ± 1,33	570	510
	10,58 ± 2,42					
4,66 ± 1,15		7,08 ± 0,91	1,49 ± 0,44	1,23 ± 0,42	–	–
	3,76 ± 1,11					
3,53 ± 3,30		15,70 ± 11,90	1,05 ± 1,23	1,05 ± 0,23	580	500
	3,53 ± 3,30					
–		–	–	–		
	–					
35,70 ± 3,18		19,70 ± 2,22	4,08 ± 0,68	4,08 ± 0,68	~350	500
	35,70 ± 3,18				550	
144,11 ± 46,22	144,11 ± 46,22	12,28 ± 1,00	25,80 ± 6,67	25,80 ± 6,67	560	500
12,00 ± 2,42		17,86 ± 2,23	1,49 ± 0,17		550	505

imply an increase in the titanium proportion. From table and the observed Curie temperatures the molecular percentage of TiO_2 present in the ferromagnetic mineral seems to lie between 10 and 20 %. This disappearance of the lower Curie point in the irreversible extraordinary type and the higher susceptibility recorded on the cooling curve seems to rule out the possibility that the change is due to the inversion of maghemite to haematite. Experiments were not carried out in an inert atmosphere so that reduction to magnetite is also unlikely. It seems probable that the low Curie point indicates the coexistence of two more or less distinct titanomagnetite phases.

On the basis of the thermomagnetic curves it is possible to draw tentative conclusions concerning the composition of the ferromagnetic phase which will be tested by the proposed petrological study.

It seems that on the whole the parent magma contained an appreciable amount of titanium such that the composition of the ferromagnetic phase lay in the magnetite — ulvospinel range with up to 25 % (molecular) of ulvospinel. The comparatively rapid if variable rate of cooling of the individual lavas was responsible for arresting the trend to a stable composition, and reheating has a homogenizing effect. The presence of two titanomagnetic phases is just a particular case of the cooling process. There does not appear to be any marked trend with time in the overall composition of the ferromagnetic phase. The changes in Curie point during heating and cooling suggest that the mineral is unstable and heating has a homogenizing effect. Cycling completes the homogenizing whereupon the mineral fals

into Nagata's reversible ordinary category. In a few instances there is a suggestion of two titanomagnetite phases, with the lower one being destroyed by heating occasionally producing an initial increase in susceptibility that is releasing a more magnetite rich material. The cooling curve shows a single phase, whose Curie temperature is similar to the irreversibility ordinary type, and falls on further cycling.

The whole is consistent with a titanomagnetite solid solution series, whose composition does vary greatly during the volcanic history of the region, with the variations indicated by the thermomagnetic curves attributable to slight variations in the cooling history of the different lava flows.

BIBLIOGRAPHY

[1] Collinson S. W., Creer K. M., Irving S. K., Runcorn S. K., 1957: Paleomagnetic Investigation in Great Britain. I. The measurement of the remanent magnetism of rocks. Phil. Trans. Roy. Soc. — [2] Cox A. — Doell R. R., 1960: Review of Paleomagnetism. Bull. Geol. Soc. America, — [3] Čajková M., 1957: Geologicko-petrografické pomery v oblasti Ostrá Lúka—Bacúr—Dubovô. Geol. práce, Zprávy 10, Bratislava. — [4] Fiala F., 1953: Rhyolity nejbližšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG XX, oddíl geologický, Praha. — [5] Fiala F., 1955: Některé uzavřeniny z andezitů Slovenského středohoří. Sborník ÚÚG XXI/1, Praha. — [6] Fiala F., 1957: Geologické a petrografické poměry širšího okolí Kremnice. Sborník ÚÚG XXIII/2, Praha. — [7] Fiala F., 1962: Chemism of the neogene volcanites of the Kremnické hory. Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [8] Fisher R. A., 1953: Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. A. — [9] Irving E. — Srott P. M. — Ward M. A., 1961: Demagnetization of Igneous Rocks by alternating magnetic fields. Phil. Mag. 6. — [10] Karolus K., 1963: Zur Petrographie und Petrochemie der jungen Eruptivgesteine der Slowakei. Communications scientifiques, I. ére section: Minéralogia-Pétrographie. Association géologique Carpato-Balkanique, V-e congrés, 1961 Bucuresti. — [11] Karolus K., 1964: Petrografia a petrochémia slovenských neovulkanitov. Manuscript; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdia v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, Zoš. 17, Bratislava. — [13] Kuthan M., 1957: Mladotretohorný vulkanizmus severovýchodnej časti stredného Slovenska. Sborník ÚÚG k 80. nar. akad. F. Slavíka, Praha. — [14] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [15] Kuthan M., 1963: Subsequenter und lithogenetischer Finalvulkanismus des mittleren Teils der Slowakei. Communications scientifiques, I-ére section: Minéralogie-pétrographie. Association géologique carpato-balkanique: V-e congrés 4—19 septembre 1961, Bucarest. — [16] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the central Slovakia neovulkanic region and the relations between volcanism and tectonics. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava. — [17] Lukáč R., 1955: Zpráva o geologicko-petrografickom výskume okolia Sitna južne od Banskej Štiavnice. Geol. práce, Zprávy 4, Bratislava. — [18] Lukáč R., 1957: Petrografické a geologické problémy druhej vulkanickej periódy andezitov západne od Hr. Breznice. Geol. sborník, VIII/1, Bratislava. — [19] Nagata T., 1953: Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo. — [20] Runcorn S. K., 1957: The sampling of rocks for paleomagnetic comparisons between the continents. Adv. Phys. 6. — [21] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. práce, Zošit 39, Bratislava. — [22] Watson F. S. — Irving E., 1957: Statistical methods in rock magnetism. M. N. R. A. S. Geophys. Suppl.

S. ĎURATNÝ—O. FUSÁN—M. KUTHAN—J. PLANČÁR—L. ZBOŘIL

UNTERSUCHUNG DER NEOVULKANISCHEN KOMPLEXE DER WESTKARPATEN DURCH GEOPHYSIKALISCHE METHODEN

In dem mittleren Teil der Zentralzone der Westkarpaten erstreckt sich ein mächtiger Komplex von Neovulkaniten, deren Entstehung mit den letzten Radialbewegungen in Entwicklung der karpatischen Geosynklinale in Zusammenhang gebracht wird. Die ausgeprägte Konzentration der vulkanischen Tätigkeit und die Anhäufung ihrer Produkte, die grosse Komplexe der Mittelslowakischen Neovulkanite bilden, ist auf ein ausdrucksvolles Störungssystem in nordsüdlicher Richtung gebunden (Zentralkarpatische Störungszone; D. Kubíny 1958). Diese verläuft von der sygmoidalen Deformation der Klippenzone (D. Andrusov 1926), im Gebiete Zázrivá, in südlicher Richtung gegen Zvolen und Ban. Štiavnica, wo sie sich keilförmig ausbreitet, weiter nach Ungarn führt und dort auf das Budapester Bruchsystem Anknüpfung findet. Diese Störungszone ist wahrscheinlich eines alten Ursprungs; sie wurde mehrmals tektonisch aktiviert. Die ausdrucksvollste Belebung dieser Zone hat sich im Neogen abgespielt und hat in diesem Gebiete der Westkarpaten dem subsekventen Vulkanismus Wege geöffnet (Kubíny 1962).

Dieser Vulkanismus wird durch Migration der Eruptionszentren im Hinterland des karpatischen Orogens charakterisiert, was von dem zeitlichen und räumlichen Vorgang der Orogenbewegung abhängig ist. In der Zeitfolge kam es zur Abwechslung der saueren Produkte mit den intermediären, was sich in den Typen der vulkanischen Aktivität, der vulkanischen Produkte und den vulkanischen Formen abspiegelte. Eruptionen, die die saueren Massen (Rhyolite, Rhyodazite, Dazite) produzierten, waren durch hohe Explosivtätigkeit, beinahe des Katmai-Typs charakterisiert. Dabei kam es zur feinen Zerstreuung der eruptierenden Massen, die sich in Form von feinen Aschentuffen auf grossen Flächen ablagerten und deshalb ein ausgeprägtes Korrelationselement sein können. Ein interessanter, aber geolo-

gisch wenig wichtiger Typ waren Eruptionen des Stromboli-Typs, die in rhythmischen Intervallen Bimssteinstücke in die nahe Umgebung auswarfen. Ausser diesen hoch explosiven Eruptionen kam es in den Abschnitten der grossen Spalten zu Extrusionen von sehr wenig viskosen rhyolitischen Massen in Domform, welche Massen sich durch die Ausgangsöffnung nur umgekippt haben, (F i a l a 1933), oder nur auf eine sehr kurze Entfernung Ströme bildeten. Es handelt sich meistens um Körper von mehreren 100 Metern bei einer Breite bis zu 1 km. Mit diesen Extrusionen wurde die Entstehung der, oft zusammengebackenen Breccien verbunden, die den Rand der Dome oder Ströme bildeten.

Eruptionen der intermediären Massen wurden überwiegend durch Mont — Pelée- und plinianischen Typ charakterisiert. Die eruptierenden Massen wurden in Form von Glutwolken ausgeworfen, die neben kleinen und feinen Lapillen, Bruchstücken und Aschen auch Fragmente (von mehreren m^3) beinhalteten. Die Ablagerung dieser Massen (Ladus), bewegt sich in eine Entfernung von ungefähr 20 km vom Zentrum, bei einer Breite von einigen 100 m und erreicht oft beträchtliche Mächtigkeiten. Einen weit grösseren räumlichen Umfang bei erniedrigten Mächtigkeiten nahmen die Ablagerungen dieser Wolken ein, als es zu ihrer Übersättigung durch Wasser kam, die in Form von Schlammströmen sich am Fusse der Vulkane ausbreiteten (Lahar). Die Eruptionen waren häufig strömig und erreichten nur einen bestimmten Teil der Gegend. Dagegen die plinianische Eruptionen führten zum symmetrischen Bau des Vulkankörpers. Begleitende Effusivkörper stellen aber nur 10 % der Gesamtmassen dar. Die mächtigen Lavaströme bildeten sich aber nur in den Depressionen am Fusse der ehemaligen Vulkane, in Mächtigkeiten von mehreren Zehnmetern. Soweit sich Lavaströme auf den ehemaligen Vulkanabhängen bewahrt haben, erreicht ihre Mächtigkeit selten 5 m. Die Endform waren gruppierte Stratovulkane, die einheitliche, räumlich umfangreiche Gebirgsmassive bildeten. Selbstständige und morfologisch abgetrennte Stratovulkane der Vesuv-Form waren seltene Erscheinung.

Die Stabilisierung des südlichen Randes der Karpaten, Konsolidierung der Tiefen-Derivate von Eruptionen des subsekventen Vulkanismus, Änderung des tektonischen Stils öffneten Wege zu den Basaltprodukten des Finalvulkanismus. Im Raume der mittelslowakischen Neovulkanite hat sich dieser nur sporadisch geltend gemacht in Form von kurzfristigen Vulkanen mit einfachen Zufuhrkanälen und wenig starken Strömen.

Die Tätigkeit des subsekventen Vulkanismus und teilweise auch des Finalvulkanismus hat sich in einigen Etappen abgespielt, die durch ausdrucksvolle Erosionsperioden abgetrennt sind, als es zur Destruktion der oberflächlichen Formen und einer neuen Übertragung des vulkanischen Materials kam. Die Destruktionen haben sich, besonders auf den Vulkankegeln, die überwiegend vom pyroklastischen Material gebaut wurden, geltend gemacht. Es kam zu Inversionen des

Reliefs, wobei die kleinen Formen verschwanden und grosse herauspräparierte Körper blieben, besonders Ströme und Dome; es kam einigermassen zur Unifikation des Materials.

Die vulkanische Tätigkeit wurde durch das Erscheinen von leicht flüchtigen magmatischen Resten begleitet, die in umfangreichen Zonen die ursprüngliche Zusammensetzung der Gesteine, (was die mineralogische und chemische Zusammensetzung und physikal-mechanische Eigenschaften betrifft) umgewandelt haben.

Die oberflächlichen Vulkanformen wurden weiters durch Umgebung modifiziert, teils durch das Relief des Untergrundes und teils durch das intravulkanische Relief, geschaffen im Zeitraum der Vulkanruhe. Der Einfluss der Umgebung zeigte sich verschieden, je nach dem, ob es sich um Ablagerung der Massen aus dem Festland oder im Wasser handelte. Die kontinentale Ablagerung führte zur Aufschichtung der Körper von grossen Mächtigkeiten (mehrere 100 m) und auf der anderen Seite zur leichten Abtragung des Materials, eventuell zur vollständigen Destruktion des Körpers bis zum Niveau des Substrates. Im Wasser dagegen kam es zur gleichzeitigen und auch nachfolgenden Ausschlämmung des vulkanischen Materials auf grosse Flächen, zur Ablagerung des Materials von ungefähr gleicher Mächtigkeit und zur Bildung der plattenförmigen Körper.

Die Gestaltung der Vulkankörper beeinflusste teils die synvulkanische Tektonik, was sich durch ungleichmässige Mächtigkeit der abgelagerten Produkte äusserte, teils die nachvulkanische Tektonik, die überwiegend zur vertikalen Zergliederung der ursprünglich einheitlichen und zusammenhängenden Komplexe führte. Die Einflüsse des Untergrundreliefs spiegeln sich in verschiedenen Mächtigkeiten, insbesondere des Basalkomplexes wieder bei Erhaltung der gleichen Fazies. Intravulkanisches Relief spiegelt sich auch in verschiedener Mächtigkeit ab, durch Kontakt verschiedener Fazien, event. wenn einige Fazien fehlen.

Komplexe der Neovulkanite an ihrem südlichen Rande, sowie in manchen Depressionen des Untergrundes überdecken die produktiven, kohleführenden Schichtfolgen. In ihrem Zentralteil befinden sich grosse Erzstrukturen, deren Erzausfüllung in dem Untergrunde der Vulkanite den Gegenstand einer geologischen Untersuchung bildet.

Nach bisherigen Erkenntnissen ist der Untergrund der Vulkanite durch Reste der tertiären Sedimente, in der Hauptmasse aber durch einen kristallin-paläozoisch-mesozoischen Komplex gebildet. Das Relief des Untergrundes gestaltete sich in der Periode vor dem Neogen, als es anfangs einen erhöhten Teil der Erdkruste darstellte, von der die mesozoischen und paläozoischen Sedimente infolge der Erosion grösstenteils abgetragen wurden. Unter dem Einfluss der Beckengestaltung am südlichen Rande der Zentralzone der Westkarpaten, sank teilweise auch das Gebiet des Untergrundes der Neovulkanite. In beiden Teilen kam es zur ausdrucksvollen Inversicn des Reliefs.

Auf Grund der östlichen und der nordwestlichen Begrenzung der Neovulkanite

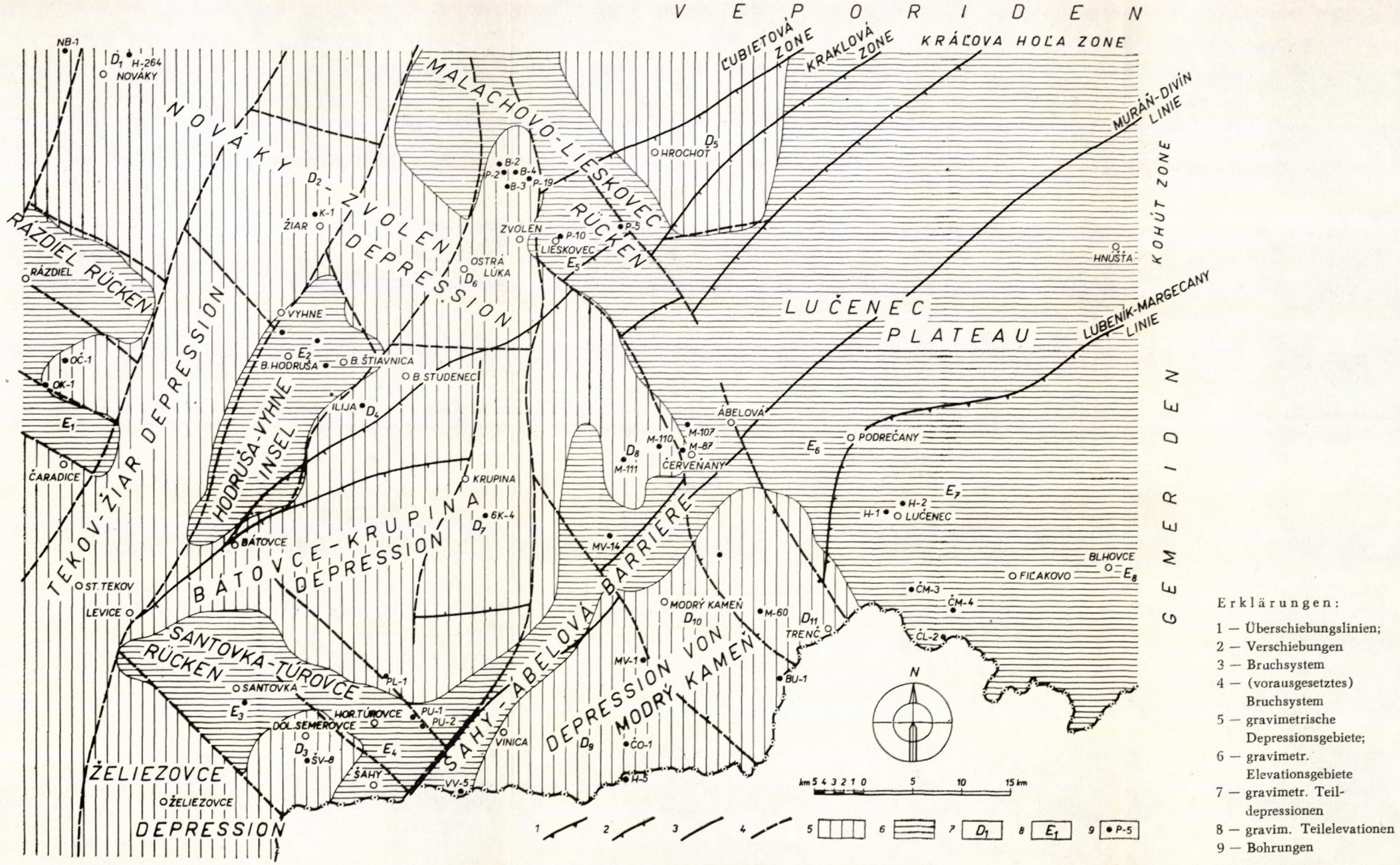
und des Aufsteigens des Untergrundes in mehreren Inseln inmitten der Neovulkanite, sowie aus den Bohrungen und geophysikalischen Arbeiten können wir uns folgendes, grobes Bild vom Bau des Untergrundes vorstellen.

Bei der östlichen Abgrenzung der mittelslowakischen Neovulkanite versinkt unter diese besonders die tektonische Einheit der Veporiden mit ihren Teileinheiten, und zwar mit der Zone Kohút, Kráľová Hoľa, Kraklov und Lubietová. Als Ganzes stellt die Veporideneinheit auch im Untergrund der Neovulkanite eine megaantiklinale Zone dar, mit synklinalen Teilzonen.

Am nordwestlichen Rande der Neovulkanite steigt auf die Erdoberfläche die tatride Einheit mit ihrer Ďumbier-Zone im Tribeč-Gebirge. Am Westrande treten keine veporide Komplexe mehr zutage, da sie unter dem Neogen der Donautiefebene versunken waren. Am südöstlichen Rande nähert sich zu den Neovulkaniten die südlichste Einheit der Westkarpaten, die Gemeriden. Nach Ergebnissen der Tiefbohrungen in der Umgebung von Lučenec gehen die Gemeriden nicht weiter unter die Neovulkanite, sondern biegen unter den Neogensedimenten stark nach Süden ab. Unter den Neovulkaniten kann man aber kleinere lokale Deckentrümmer erwarten als Reste der verschobenen Gemeridendecke über die Veporiden (wie es nördlich von Lučenec in der Zone Kohút der Fall ist).

Im tektonischen Bau der Veporiden im Untergrunde der Neovulkanite kann man nach bisherigen Erkenntnissen folgende Strukturen unterscheiden: In der Zone Kohút, unter den Neovulkaniten, kann man zwei Strukturen unterscheiden und zwar die Antiklinale von Podrečany—Plachtince, die NW von Podrečany auf die Erdoberfläche steigt und durch Bohrungen im Untergrunde der Neovulkanite bei Dolné Plachtince (biotitische Phyllite, Glimmerschiefer, Amphiboliten) und bei Bušince (Paragneise) festgestellt wurde, dann die Synklinale von Tuhár, die W von Tuhár durch Neovulkanite bedeckt ist. Zu ihr gehören die Inseln der Untertrias in der Umgebung von Modrý Kameň und die Untertrias in der Bohrung bei Horné Strháre. Vom Norden ist diese Synklinale durch die Bruchlinie von Muráň—Divín begrenzt, deren Verlauf unter den Neovulkaniten erst in der Umgebung von Šahy geophysikalisch festgestellt wurde. Zur nördlichen Zone von Kráľova Hoľa gehören Inseln des Kristallins bei Abelová (Granitoide) und Kristallin mit Mesozoikum (Glimmerschiefer, Quarzite und Kalksteine) bei Pliešovce. Mesozoikum bei Pliešovce stellt wahrscheinlich eine Synklinalzone dar, die gegen Levice weiterführt (Synklinale von Levice—Pliešovce) und durch eine mächtige Verschiebung auf der Grenze der Zone von Kráľova Hoľa und Kraklov gestört wird. Die Zugehörigkeit der Insel von Hodruša—Vyhne in der ausser dem Kristallin, bereits auch die Reste der Krížná und Choč-Decke auftreten (die in den südlicheren Inseln nicht bekannt sind) ist nicht klar. Vielleicht gehören sie zu der Ľubietová-Zone.

Die erwähnten Strukturzonen im Untergrunde der Neovulkanite sind das Ergebnis des vortertiären Alpenorogens und ihr Gesamtverlauf ist NO—SW. Sie



Erklärungen:

1 — Überschiebungslinien;
2 — Verschiebungen
3 — Bruchsystem
4 — (vorausgesetztes) Bruchsystem
5 — gravimetrische Depressionsgebiete;
6 — gravimetr. Elevationsgebiete
7 — gravimetr. Teildepressionen
8 — gravim. Teilelevationen
9 — Bohrungen

Abb. 1. **Tektonische Karte des Untergrundes der mittelslowakischen Neovulkanite,** zusammengestellt auf Grund der geologischen und geophysikalischen Untersuchungen.

wurden aber weiter durch die paläogene und nachpaläogene Tektonik geformt, die sich hauptsächlich durch die Entstehung der N—S, bzw. NW—SO Radialbrüche äusserte, wovon mehrere auch durch geophysikalische Untersuchung festgestellt wurden (Abb. 1). Ausserdem war das Untergrundrelief vor der Entstehung der Neovulkanite durch die Erosion in Depressions- und Elevationsformen modelliert. Nach dem bisherigen Stand der Erkenntnisse können wir im Untergrunde der Neovulkanite folgende morphologische Grundformen ausscheiden. Im Süden ist es die Depression von Modrý Kameň, die im Norden durch die Elevationszone s. g. Barriere von Šahy—Ábelová begrenzt ist. Nördlich davon befindet sich die Depression von Batovce—Krupina, die von NW durch die aufgewölbte Zone der Insel von Hodruša—Vyhne begrenzt ist. Nördlich davon ist eine ausgeprägte NW—SO Depression Nováky—Zvolen, die im Südosten mit der Depression von Bátovce—Krupina verbunden ist. Die Depression von Nováky—Zvolen ist von NO durch die Elevation des Rückens Malachov—Lieskovec begrenzt. Westlich von der Insel Hodruša—Vyhne ist eine ausdrucksvolle NO—SW Depression von Tekov—Žiar, die die Depression von Nováky—Zvolen kreuzt und vom Westen durch den erhöhten Rücken von Razdiel begrenzt ist. Im östlichen Teil der Neovulkanite bildet der Untergrund eine ausgedehnte Elevation, — Plateau von Lučenec. In den erwähnten Depressionen und Elevationen sind selbstverständlich noch weitere Teildepressionen und Elevationen (Abb. 1). Bereits im Verlaufe der Vulkantätigkeit, besonders aber nach ihrer Beendigung, nämlich seit dem Pliozän, hat sich die geomorphologische Modellierung des ganzen Gebietes der Neovulkanite geltend gemacht. Die vorpliozäne Morphologie war im südlichen Teil durch einen ausgedehnten, mehr oder weniger zusammenhängenden Flächenkomplex charakterisiert, der grösstenteils vom angeschwemmten Vulkanmaterial gebildet wurde. In Richtung gegen Norden erhoben sich aus diesem Niveau ausgedehnte Vulkanmassive, die von Stratovulkan-Komplexen, oder vereinzelt auch von isolierten Stratovulkanen gebildet wurden. Neben diesen Formen, die sich in verschiedenen Destruktionsstadien befanden, haben sich Tafelberge ausgebreitet, die durch Inversion in älteren Zeitabschnitten der Vulkanruhe entstanden sind. Das verschiedene Niveau der Tafelberge wurde durch die intravulkanische Tektonik verursacht. Neben der Erosions- und Denudationstätigkeit, die das Relief während des Pliozäns modellierte, haben auch die tektonischen Bewegungen grossen Einfluss auf die Entwicklung der Morphologie ausgeübt. Erstens ist es die langdauernde differenzierte Hebung des ganzen Karpatensystems und dadurch auch des Gebietes der Neovulkanite, verbunden mit megaantiklinaler Aufwölbung einiger Zonen, lokaler Entstehung des W—O Bruchsystems. Dieses System bedingte die Änderungen der ursprünglichen N—S Flussbetten in einigen Gebieten, auf W—O. Gleichzeitig erneuerten sich auch die älteren tektonischen Systeme und zwar in N—S, NW—SO und NO—SW Richtung.

Als Ergebnis dieser Faktoren im südlichen Teil der mittelslowakischen Neovul-

kanite bildete sich ein stufenartiges Plateau, das quer durch tiefe bis canonförmige Täler zergliedert wurde, im nördlichen Teil mit emporragenden Resten der ursprünglichen, durch Subsidenzbecken abgetrennten Stratovulkane.

Geophysikalische Untersuchung

Gleichlaufend mit der regionalen geologischen Untersuchung in den Jahren 1958—1961 wurde eine regionalgravimetrische und aeromagnetische Kartierung im Masstab 1:200 000 durchgeführt. Aufgabe dieser geophysikalischen Arbeiten war es, zur tieferen Erkenntnis der verborgenen Megastrukturen beizutragen. Gegenwärtig wurden die durch regionale Untersuchung erzielten Erkenntnisse präzisiert und durch Messungen im Detailmasstab (1:25 000 und 1:50 000) ergänzt und zwar durch Komplexe von gravimetrischen, magnetometrischen, geoelektrischen und teilweise seismischen Methoden.

Regionale Schwereuntersuchung

Auf Grund der Ergebnisse der Schweremessungen wurde die Karte der totalen Bouguer-Anomalien mit der einheitlichen Dichte $\sigma = 2{,}67$ gr/cm^3 (Abb. 1) hergestellt. Der typische Charakter dieser Karte ist im ganzen ein fliessender Anstieg der Schwerkraft von Norden nach Süden. Diese Erscheinung können wir durch die tiefen Einflüsse (Isostasie) erklären, was bedeutet, dass die Conrad-bezw. Mohorovičič-Fläche der Diskontinuität, im Zentralgebiet der Karpaten in tiefere Partien der oberen Schichten der Erdkruste versunken, sich in südlicher Richtung unter der Pannontiefebene erhebt.

Ein weiteres bedeutendes Element ist die beträchtliche Gliederung des Schwerefeldes, vor allem im westlichen Teil des Gebietes. Im östlichen Teil ist das Feld ruhiger. Bedeutende Änderung der Schwerkraftintensität widerspiegelt einen stark gegliederten Bau des Substrates unter dem vulkanisch-sedimentären Komplex mit ausgeprägter Differentiation der Dichten zwischen den Untergrundformen, Vulkaniten und vulkanisch-sedimentärer Decke. Dagegen im östlichen Teil des Gebietes, das durch deutlich ruhigeres Schwerefeld charakterisiert ist, erheben sich der Dichte nach, fast homogene Formationen der Veporiden und teilweise der Gemeriden, die auch unter der Tertiärdecke keine morphologisch ausgeprägte Formen bilden.

Ein weiteres charakteristisches Merkmal für einzelne Gebiete sind ausserdem Richtungen der Anomalienzonen des Schwerefeldes, die sich in der Karte durch intensive Verdichtung der Isolinien $\triangle g$ äussern. Diese werden offenbar durch eine ausgeprägte Dichtegrenze, die man oft mit einer ausdrucksvollen Dislokationslinie identifizieren kann, hervorgerufen. Anomalienzonen, denen wir eine tektonische Bedeutung zuerkennen, haben im vulkanischen Gebiet überwiegend

die Nord-Südrichtung (Meridianrichtung zusammenhängend mit den Ausgangswegen der erzführenden Auflösungen der polymetallischen Vererzung des Štiavnica-Typs in der Periode der II. andesitischen Phase — Kuthan 1963); stellenweise auch die W—O Richtung (Parallelkreisrichtung — zusammenhängend mit dem Basaltaufschluss des Finalvulkanismus — Kuthan 1963). Für den südlichen Teil des Gebietes (südslowakischer Sedimentationsraum) sind die Störungen der NW—SO (Sudeten)Richtung typisch, die in betreffendem Gebiete das System der Horste und Bruchgräben bedingten (Čechovič 1953).

Für das Gebiet der Veporideneinheiten ist die NO—SW (sg. Karpatenrichtung) der Bruch- und Überschiebungslinien charakteristisch. Diese äussern sich im Gebiete des neovulkanischen Komplexes nur dort, wo sie in der Endphase des subsequenten Vulkanismus (Kuthan 1963) belebt wurden; sonst werden sie durch jüngere tektonische Bewegungen verdeckt.

Ausser Abgrenzung der Anomalienzonen kann man auf der regionalen gravimetrischen Karte (Abb. 1) eine Reihe von ausgeprägten Schwereelevationen (E) und Depressionen (D) ausgliedern, die im Tertiärgebiete in höchstem Masse das Relief des Untergrundes widerspiegeln. Diese Anomalien werden in der Umgebung der auf die Erdoberfläche emporsteigenden vorkänozoischen Formationen (Veporiden) offenbar durch tiefere Einflüsse hervorgerufen; stellenweise werden sie durch Dichteinhomogenitäten ausgeprägt (E_6). Im Gebiete der Vulkanite und des südslowakischen Sedimentationsraumes detektieren ausgeprägte Schweredepressionen (D) beträchtliche Mächtigkeiten der vulkanisch-sedimentären und sedimentären Decke (D_2—D_{11}). Dagegen im Gebiete der Schwereelevationen erreichen die Tertiärformationen kleine Mächtigkeiten und infolge der Erosion steigt in meisten Fällen das Vortertiärsubstrat auf die Erdoberfläche (E_1 bis E_6).

Geophysikalische Detailuntersuchung

Gravimetrie: Der Charakter des Schwerefeldes auf den begrenzten Flächen ist vor allem von den Dichteinhomogenitäten in den oberflächennahen Teilen der Erdkruste abhängig. Möglichkeiten der gravimetrischen Untersuchung werden durch Differenzdichten zwischen einzelnen petrographischen und faziellen Gesteinstypen in betreffenden Komplexen, durch geometrische Form, Grösse und Tiefe der abgelagerten Störungskörper gegeben. Um zu entscheiden, was für geologische Objekte durch die Gravimetrie festgestellt werden können, führen wir eine Dichtecharakteristik der einzelnen Gesteinstypen und der geologischen Komplexe an.

Wie aus der Tabelle und dem Histogramme der grössten Dichten hervorgeht, erreichen die Gesteine des vulkanischen Substrates Werte von 2,55—2,88 gr/cm^3 und von den Neogenformationen nur feste vulkanische Körper das basische und mittelacidische Magma (Basalte, basaltoide Andesite, Andesite) $2{,}50 < \sigma$

Dichte der Gesteine Tabelle 1.

Gestein	Anzahl der Proben	Mineralog. Dichten g/cm³			Volumendichten g/cm³			Volumendichten der mit 100 % Wasser gesättigten Proben			Stratigraphische Formation
		min.	max.	mittlere	min.	max.	mittlere	min.	max.	mittlere	
Rhyolite	27	2,44	2,62	2,54	1,77	2,29	2,09	2,07	2,41	2,26	Neogen
Dazite	17	2,60	2,78	2,69	2,38	2,64	2,52	2,46	2,67	2,59	Neogen
Andesite	347	2,61	2,87	2,70	2,41	2,82	2,61	2,52	2,84	2,64	Neogen
Basalte	13	2,84	2,99	2,89	2,75	2,90	2,84	2,81	2,92	2,85	Neogen
Andesit. Brekcie, Tuffe, Tuffite*	78	2,52	2,70	2,58	1,88	2,46	2,06	2,14	2,55	2,27	Neogen
Basalt-Brekcie	6	2,73	2,87	2,84	2,64	2,82	2,70	2,67	2,83	2,75	Neogen
Diorit und Granodiorit	48	2,65	2,81	2,68	2,46	2,65	2,59	2,49	2,68	2,60	Neogen-Kreide
Mergel, Sand	48	2,50	2,75	2,67	1,61	2,24	1,86	1,96	2,39	2,15	Neogen
Schiefer und Sandsteine**	62	2,68	2,84	2,74	2,23	2,73	2,55	2,47	2,74	2,62	Paleogen
Konglomerate	13	2,66	2,89	2,87	2,21	2,78	2,57	2,44	2,81	2,67	Paleogen
Schiefer und Sandsteine	16	2,67	2,78	2,73	2,61	2,66	2,64	2,65	2,70	2,68	Kreide
Kalksteine	35	2,70	2,88	2,81	2,44	2,81	2,69	2,53	2,86	2,72	Trias
Dolomite	62	2,80	2,91	2,87	2,59	2,80	2,74	2,67	2,85	2,80	Trias
Schiefer und Sandsteine	54	2,59	2,87	2,69	2,41	2,65	2,58	2,53	2,71	2,62	Trias
Metamorphierte Schiefer	9	2,62	2,81	2,74	2,53	2,78	2,67	2,66	2,78	2,71	Paläozoikum
Granite	20	2,62	2,76	2,66	2,46	2,61	2,55	2,54	2,64	2,56	Kristallin

* Mit Ausnahme der pyroklast, Laven; ** Angaben aus den Bohrungen

Wassersättigung der Gesteine unter natürlichen Bedingungen ist ausser Porosität auch von der Durchlässigkeit, die räumlich sehr verschieden ist, abhängig. Deshalb bewegen sich die tatsächlichen Volumendichten zwischen den Werten, die für nicht gesättigte und für gesättigte Gesteine angegeben werden.

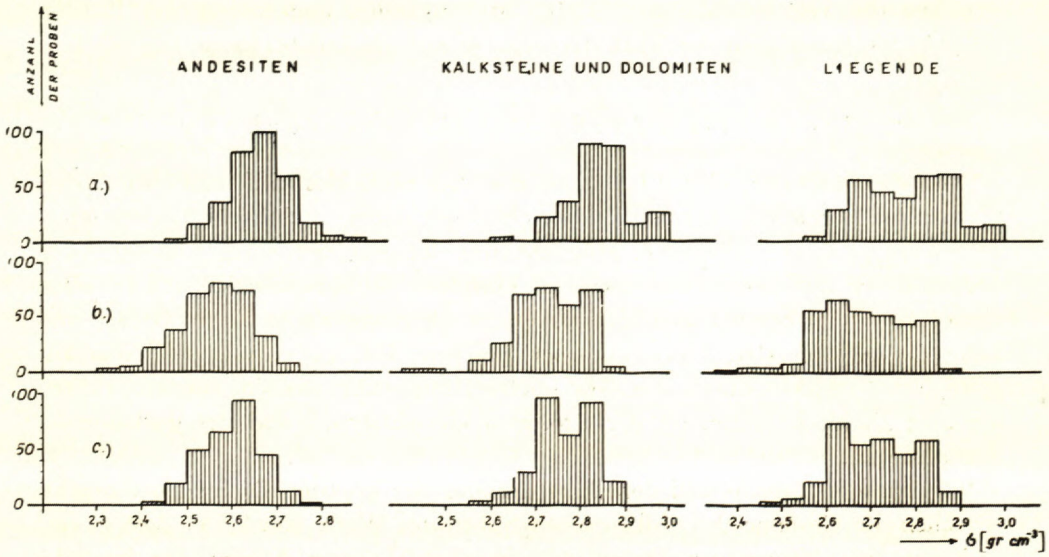


Abb. 2. Histogramm der Dichten. a — mineralogische Dichten; b — Volumendichten der nicht gesättigten Proben; c — Volumendichten der mit 100 % Wasser gesättigten Proben.

< 2,85. Zu ihnen nähern sich die Dichten des grobkörnigen, gefestigten, pyroklastischen Materials. Die feinkörnigen Tuffite bis Tuffe zeichnen sich, mit Rücksicht auf ihre Porosität, durch minimale Dichten aus (σ < 2,0 gr/cm^3). Die pelitisch-psammitischen Neogenformationen ohne vulkanische Fraktion sind durch wenig variable Dichten charakterisiert (σ = 2,0—2,2 gr/cm^3). Bei diesen Gesteinen können wir das Anwachsen σ mit der Tiefe beobachten, sodass sie sich in tiefen Neogenbecken den Untergrunddichten nähern. Die ausdrucksvollste Dichtegrenze wird am Kontakte der Untergrundgesteine gegenüber der sedimentären und vulkanisch-sedimentären Decke einerseits (σ_{dif} = 0,4 ÷ 0,6 gr/cm^3) und der basischen bis mittelsaueren Laven gegenüber den nichtgefestigten Pyroklastiken andererseits (σ_{dif} = 0,3 ÷ 0,5 gr/cm^3) gebildet. Die übrigen Inhomogenitäten wie z. B. feinkörnige Tuffe in pelitisch-psammitischer Schichtfolge, sauere und basiche Intrusionen im Substrate und ä., zeichnen sich durch weniger ausgeprägte Differenzdichten aus (0,1 ÷ 0,2 gr/cm^3).

Aus der angeführten Übersicht der Dichtparameter kann man beurteilen, wie sich die einzelnen Gesteinstypen in bestimmten geologischen Formationen, resp. einzelne Gestein-Komplexe sich gegenüber auf der Karte des Schwerefeldes äussern werden.

(a) *Schwereelevationen* können hervorgerufen werden: durch morphologische Elevationen des dichtehomogenen Untergrundes unter einer leichteren vulkanisch-sedimentären und sedimentären Decke; Gesteine höherer Volumendichten in einem plattformartig abgelagerten Substrate (Amphibolite in kristallinen Schiefern); mächtige Lavaergüsse des basischeren Magmas, sowie tief angelegte vulkanische Körper im Medium der vulkanisch-sedimentären Gesteine.

(b) *Schweredepressionen* können verursacht werden: durch morphologische Depressionen des dichtehomogenen Untergrundes unter der vulkanisch-sedimentären und sedimentären Decke; durch Gesteine niedrigerer Volumendichten im Substrate (granitoide Formationen in kristallinen Schiefern); durch Akkumulation, der Dichte nach, leichten pyroklastischen Materials in Depressionen des Untergrundes und ä.

Um eine Vorstellung davon zu gewinnen, welche geologische Objekte mit Rücksicht auf ihre Ausmasse und Differenzdichte mit der Gravimetrie detektiert werden können, führen wir einige Beispiele an, die für Störungskörper einer symmetrischen, geometrischen Form berechnet wurden. Es handelt sich um Objekte, deren Schwerefeld man durch verhältnismässig mathematisch einfache Beziehungen ausdrücken und diese mit einer, für die Praxis genügenden Genauigkeit auf relativ breitem Bereich der geologischen Körper approximieren kann. Als geeignete Körper dieses Typs können wir für das Gebiet der Vulkanite die Kugel, den vertikalen Zylinder und die vertikale Stufe halten.

Kugel und vertikaler Zylinder

Das Gravitationsfeld über der Kugel entspricht den Körpern von annähernd isometrischer Form (z. B. Akkumulation der Lavaströme, einige Intrusivformen und ä.). Wichtig ist es, dass der wesentliche Teil der Anomalie über der Kugel mit Anomalien, die durch Körper von ziemlich unregelmässigen Formen hervorgerufen werden, identisch ist (Malovičko 1962). Das Feld des vertikalen Zylinders kann mit dem vulkanischen Zuführungskanälen identisch sein.

Graphen der Abhängigkeit der Intensität von Anomalien $\triangle g$ über dem Epizentrum der Kugel und der Mitte des vertikalen halbunendlichen Zylinders für Radien von 500, 300, 200, und 100,

resp. 50 m für Differenzdichten 1,0; 0,5 und 0,3 gr/cm³ werden auf der Abb. 3 angeführt. Diese wurden aus den folgenden Beziehungen berechnet:

$$\Delta g_{x=0} = \frac{4}{3}\pi f\sigma \frac{R^3}{(h+R)^2} \quad \text{für Kugel;}$$

$$\Delta g_{\substack{x=0 \\ h_2 \to \infty}} = 2\pi f\sigma [\sqrt{h^2 + R^2} - h_1] \quad \text{für Zylinder}$$

wo f Gravitationskonstante ist.

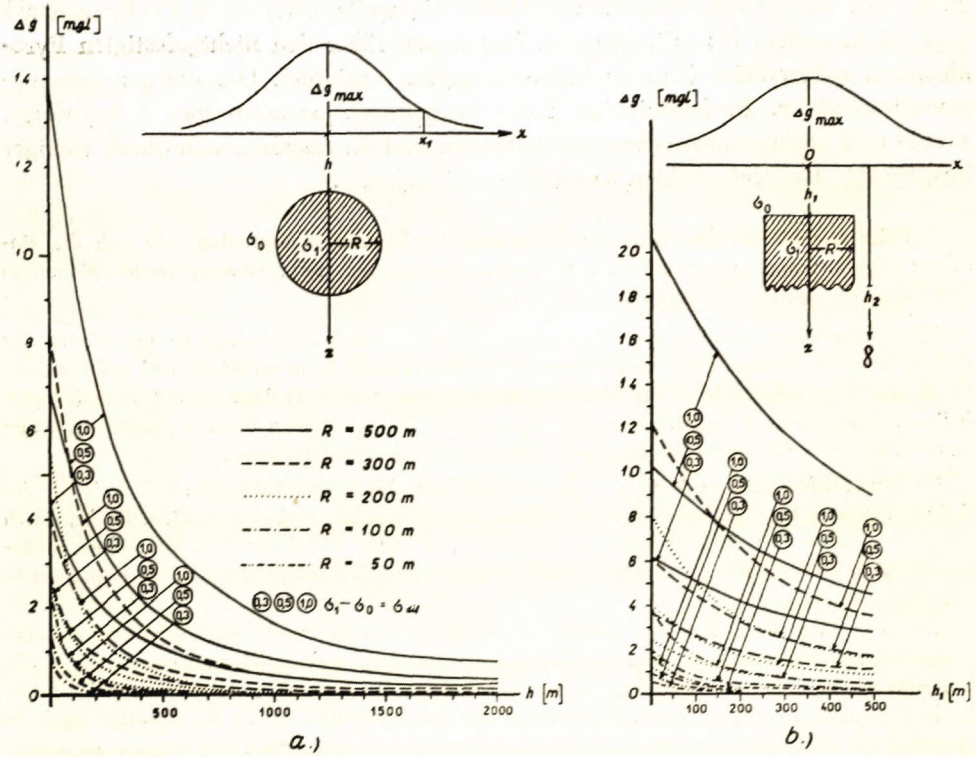


Abb. 3. Abhängigkeit Δg_{max} von der Ablagerungstiefe des Störungskörpers. a — Kugel; b — vertikaler Zylinder.

Bei erreichter Messgenauigkeit (cca 0,10 mgl) und mit Rücksicht auf die Genauigkeit der topographischen und anderen Korrektionen, kann man die Anomalie der Grösse von 1 mgl als real betrachten. Wie aus den Graphen (Abb. 3) ersichtlich ist, wird z. B. die Anomalie der Intensität von 1 mgl, durch eine Kugel bei Differenzdichte 0,5 gr/cm³ hervorgerufen, wenn sich ihr oberer Rand in einer Tiefe von 18 m beim Radius von 100 m befindet; in der Tiefe von 135 m bei R = 200 m; in der Tiefe von 300 m bei R = 300 m; in der Tiefe von 800 m bei R = 500 m. Eine Kugel mit einem kleineren Radius als 200 m bei niedrigeren Differenzdichten ($\sigma_{dif} < 0{,}3$) ruft eine Anomalie hervor, die kleiner ist, als 1 mgl auch in dem Falle, wenn sie zutage kommt

Anomalien über der Achse des Zylinders erreichen bei diesen bestimmten Parametern (R, h, σ_{dif}) höhere Werte der Schwerkraft als im Falle der Kugel. Mit Zunahme der Tiefe des Körpers nimmt die Intensität $\triangle g$ über dem Zylinder langsamer ab, als über der Kugel. Es muss aber berücksichtigt werden, dass die vulkanischen Zufuhrkanäle gewöhnlich mit ihrem Unterteil praktisch nicht ins Unendliche reichen; deshalb wird die Intensität der Anomalie $\triangle g$ etwas niedriger sein, als die Werte, die für den halbunendlichen vertikalen Zylinder berechnet wurden (Abb. 3b).

Die Grundkartierung wird im Masstabe 1:25 000 mit der Dichte von 5—8 Punkten auf 1 km² durchgeführt d. h. die Entfernung zwischen den Stationen bewegt sich von 250—500 m. Um beurteilen zu können, bei welchen Ausmassen, Ablagerungstiefen und Differenzdichten Körper von annähernd isometrischer Form mit Rücksicht auf die Dichte der gravimetrischen Punkte und die minimale Schwereintensität (1 mgl) detektiert werden können, ist es notwendig die Flächenverbreitung der Anomalien zu kennen. Für die Bewertung des Ausmasses der Schwerestörungen in Abhängigkeit von den Radien der Kugeln, ihrer Tiefablagerung und der Differenzdichten führen wir die Tafel 2 an.

Tafel 2.

R [m]	100		200				300					500				
h [m]	0	50	0	50	100	200	0	50	100	200	400	0	50	100	200	500
x_1 [m] $\delta dif = 1{,}0$	99,5	42	430	333	275	200	530	540	566	525	405	1100	1120	1130	1155	1140
x_1 [m] $\delta dif = 0{,}5$	25	—	199	173	120	—	380	365	352	281	—	817	825	823	817	670
x_1 [m] $\delta dif = 0{,}3$	—	—	132	—	—	—	277	250	180	—	—	633	628	615	582	182

Aus der Tafel sieht man, bei welchen Abständen vom Epizentrum die Störungskörper Anomalien der Grösse von 1 mgl hervorrufen. Die Abstände (x_1) werden nach folgender Beziehung berechnet:

$$x_1 = (h + R).\sqrt{(\triangle g_{x-0})^{\frac{2}{3}} - 1}$$

Wie aus der Tafel ersichtlich ist muss ein Körper mit dem Radius von 100 m bei Differenzdichte von 1,0 gr/cm³ nicht einmal in dem Falle mit der Gravimetrie festgestellt werden, wenn er die Erdoberfläche berührt. Eine Kugel dagegen mit dem Radius von 300 m bei σ_{dif} — 0,5 gr/cm³ wird auch dann detektiert, wenn der Abstand zwischen den beobachteten Punkten 500 m und der obere Rand des Körpers in der Tiefe von 200 m ist; ein Körper mit dem Radius von 500 m lässt sich auch in der grösseren Tiefe als 500 m feststellen. Aus dem Obenangeführten ist es ersichtlich, dass bei Planung des Netzes von gravimetrischen Punkten die geologischen Verhältnisse des Gebietes in maximalem Masse in Betracht gezogen werden müssen.

Aus den Graphen auf der Abb. 3 und Tafel 2 ergeben sich Beschlüsse, von denen für gravimetrische Kartierung im Masstab 1 : 25 000 im Gebiete der Neovulkanite die folgenden von wichtigerer Bedeutung sind:

a) Körper annähernd isometrischer Form mit dem Radius kleiner als 200 m, der Differenzdichte kleiner als 1,0 gr/cm³ müssen mit Rücksicht auf die Dichte der beobachteten Punkte nicht einmal in dem Falle mit der Gravimetrie detektiert werden, wenn sie nahe der Erdoberfläche heraufsteigen. Das bedeutet, dass lokale Inhomogenitäten in hangenden Formationen (räumlich begrenzte Lagen der

Tuffe und Tuffite im pyroklastischen Material, Andesitkörper im pyroklastischen Material u. ä.) den Verlauf des Schwerefeldes wesentlich nicht beeinflussen.

b) Wenn sich auch die Differenzdichten im Substrate zwischen $\pm$ 0,1 — $\pm$ 0,2 gr/cm^3 bewegen und der Untergrund sich in einer Tiefe von cca 500 m befindet, verursachen die Störungskörper praktisch keine messbaren Anomalien, nicht einmal im Falle, dass sie einen Durchmesser von etwa 1 km haben. Mit anderen Worten gesagt, wenn sich der Untergrund in einer Tiefe von mehreren Hundertmetern befindet, kann man ihn, vom Standpunkt der gravimetrischen Untersuchung aus, für praktisch homogen halten.

c) Vulkanische Zufuhrkanäle, die zutage emporsteigen, können mit der Gravimetrie verlässlich festgestellt werden, wenn sie sich im Medium der mächtigen, der Dichte nach leichteren Pyroklastiken befinden und einen Durchmesser von mehreren Hundertmetern erreichen. Im Gegenteil, Körper der Zylinderform, mit einem Durchmesser, der kleiner ist als 100 m und einer Differenzdichte von 0,5 gr/cm^3 werden praktisch den Verlauf der Isolinien $\triangle g$ nicht einmal lokal deformieren.

Die Vertikalstufe. Für die Verfolgung eines Reliefs des vorneogenen Untergrundes und disjunktiver Störungen im Substrate ist die Erkenntnis des Schwerefeldes, das ein Körper hervorruft, der mit zwei horizontalen und einer vertikalen Ebene begrenzt wird (eine halbunendliche Platte) von wichtiger Bedeutung. Das Schwerefeld solcher Platte ist durch folgende Gleichung gegeben (Andrejev 1956)

$$\triangle g = f\sigma \left[\pi . (h_2 - h_1) + 2 h_2 . \operatorname{arctg} \frac{x}{h_2} - 2 h_1 . \operatorname{arctg} \frac{x}{h_1} + x \operatorname{lr} \left(\frac{x^2 + h^2_2}{x^2 + h^2_1} \right) \right]$$

aus dieser Beziehung kann man leicht Extremwerte $\triangle g$ berechnen: Wenn $x \to -\infty$, $\triangle g \to g_{min} - 0$; wenn $x \to +\infty$, dann $\triangle g \to g_{max} = 2 f\sigma \pi . (h_2 - h_1)$, wobei $(h_2 - h_1)$ die Mächtigkeit der Platte ist.

Aus der letzten Beziehung ist ersichtlich, dass der Wert $\triangle g_{max}$ der halbunendlichen Platte (bei einer grossen Entfernung von der vertikalen Kante) nicht von der Tiefe der Platteneinlagerung, sondern von ihrer Mächtigkeit abhängig ist. Die graphische Abhängigkeit $\triangle g_{max}$ von der Mächtigkeit des Störungskörpers wird auf der Abb. 4a angeführt.

Wie aus der Abbildung ersichtlich ist, wird die Anomalie der Grösse von 1 mlg durch die Platten der Stärke von 24 m bei $\sigma = 1{,}0$; 48 m bei $\sigma = 0{,}5$ und 80 m bei $\sigma = 0{,}3$ gr/cm^3 verursacht. Theoretisch genommen, sollten sich die Vertikalstufen von einer grösseren Sprunghöhe als die angeführten Limitfälle, im Relief des Feldes in beliebeger Tiefe äussern. Mit der zunehmenden Tiefe vermindert sich der Gradient des Feldes und die Anomalien von den tiefer abgelagerten Körpern sind auf grosse Entfernungen ausgedehnt, womit sie undeutlich werden.

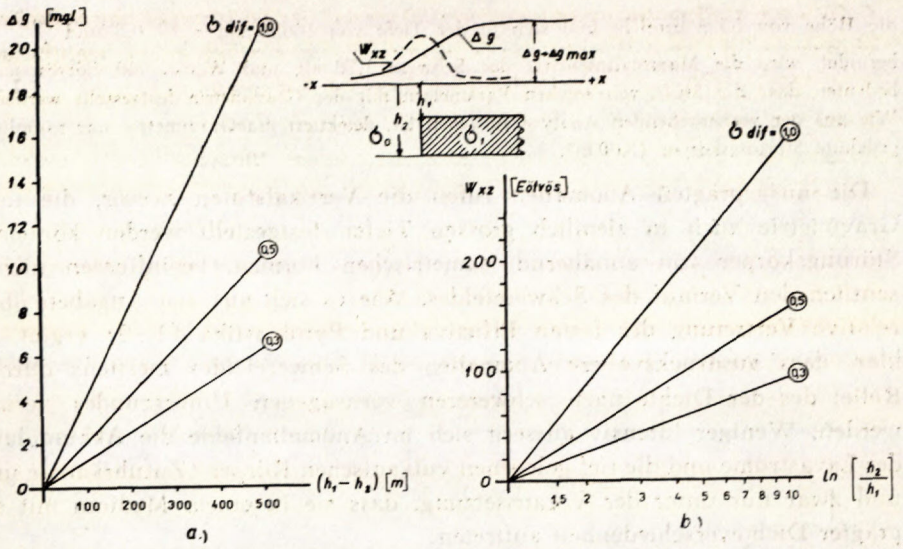


Abb. 4. Halbunendliche Platte. a — Abhängigkeit Δg_{max} von der Mächtigkeit der Platte; b) — Abhängigkeit $W_{xz\ max}$ von Verhältnissen der Tiefe der unteren und oberen Kante des Körpers.

Zur Beurteilung der Möglichkeit, die Vertikalstufe in einer bestimmten Tiefe zu detektieren, führen wir die Gradienten der Störungskörper dieses Typs an. Der Horizontalgradient der halbunendlichen Platte wird durch diese Beziehung gegeben:

$$Wxz = f\sigma \cdot \ln\left[\frac{x^2 + h^2_2}{x^2 + h^2_1}\right]$$

Die max. Grösse ist über der Kante des Störungskörpers, d. h. bei x — O;

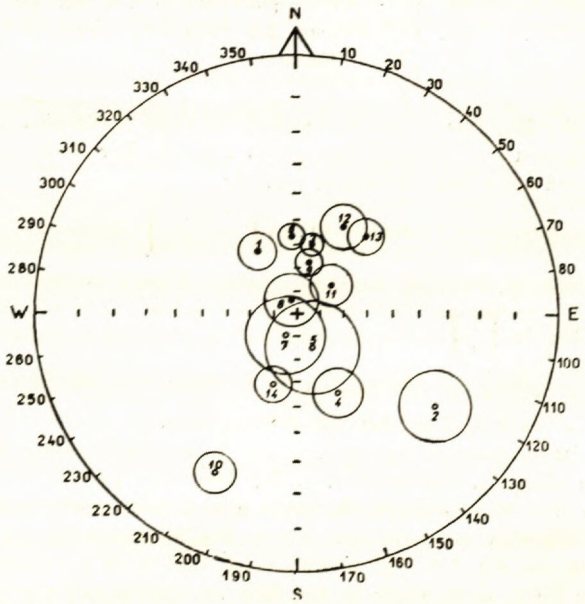
also $Wxz_{max} = 2\, f\sigma \cdot \ln\left[\frac{h_2}{h_1}\right]$

Die graphische Darstellung der Abhängigkeit der Funktion W_{xz} vom Verhältnis $\left(\frac{h_2}{h_1}\right)$ in einem halblogarithmischen Masstab wird auf der Abb. 4 b angeführt.

Wie ersichtlich, ist die Gradientengrösse von dem Verhältnis der Tiefe der unteren und der oberen Plattenkante abhängig, was bedeutet z. B., dass eine, 1 m starke Platte in der Tiefe von 10 m denselben Wert $W_{xz\ max}$ hervorruft, wie eine 10 m starke Platte in der Tiefe von 100 m, resp. 100 m starke Platte in der Tiefe von 1000 m. Die Maximalwerte Δg werden dabei aber verschieden und wie aus der Abb. 4 a ersichtlich ist, sind diese der Plattenstärke direkt proportional; d. h. eine 100 m starke Platte in der Tiefe von 1000 m gibt eine hundertfach grössere Anomalie Δg, als eine 1 m starke Platte in der Tiefe von 10 m. Wie schon erwähnt, erniedrigt sich der Maximalgradient, der sich über der Kante des Störungskörpers im positiven wie auch im negativen Sinne der Achse x befindet. Aus diesem Grunde können wir (bei Messungen der Schwerkraft) die Anomalie von minimaler Intensität von 2 Eotvös (2 mgl/1 km), als real betrachten. Unter diesen Bedingungen kann die Vertikalstufe dann detektiert werden, wenn das Verhältnis h_2/h_1 erreicht: 1,17 bei $\sigma = 1{,}0$; 1,36 bei $\sigma = 0{,}5$ und 1.58 $\sigma = 0{,}3$ gr/cm^3. Durch Vergleich der Graphen (Abb. 4a und 4b) kann man beurteilen, wie gross die Sprunghöhe der Stufe sein muss, damit der Störungskörper noch detektiert werden kann. Wenn die Stufe, z. B.

die Höhe von 85 m erreicht und sich in der Tiefe von 100 m bei $\sigma = 0{,}5$ und $\frac{h_2}{h_1} = 1{,}85$ befindet, wird die Maximalintensität der Schwere 1,78 mlg und $W_{xz\ max}$ 40 Eotvös sein. Das bedeutet, dass die Stufe von solchen Parametern mit der Gravimetrie festgestellt werden kann. Wie aus der vorhergehenden Analyse zu sehen ist, detektiert die Gravimetrie nur räumlich ausgedehnte Störungskörper (X00 m).

Die ausgeprägten Anomalien rufen die Vertikalstufen hervor, die mit der Gravimetrie auch in ziemlich grossen Tiefen festgestellt werden können. Die Störungskörper von annähernd isometrischen Formen, beeinflussen nicht wesentlich den Verlauf des Schwerefeldes. Wie es sich aus den Angaben über die relative Vertretung der festen Effusiva und Pyroklastika (1 : 9) ergibt, ist es klar, dass ausdrucksvollere Anomalien des Schwerefeldes meistens durch das Relief des der Dichte nach schwereren vorneogenen Untergrundes verursacht werden. Weniger intensiv äussern sich im Anomalienfelde die Akkumulationen der Lavaströme und die tief gelegenen vulkanischen Körper (Zufuhrkanäle und ä.) und zwar nur unter der Voraussetzung, dass sie in einem Medium mit ausgeprägter Dichteverschiedenheit auftreten.



A b b. 5. Stereographische Projektion der Vektore der Remanentmagnetisierung. I — Projektion auf die südliche Halbkugel; II — Projektion auf die Nordkugel; III — Richtung des gegenwärtigen magnetischen Erdpols; IV — Wahrscheinlichkeitskreis (95 %): — 1—7 Pyroxen-Andesit: 1 — Teplá; 2 — Žarnovica; 3 — Prenčová; 4 — Rychnava; 5 — Voznica; 6 — Breziny; 7 — Sása; 8 — Pyroxen-Amphibol — Andesit mit Biotit (Rychnava); 9 — Pyroxen-Amphibol — Andesit mit Biotit-Amphibol-Biotit-Andesit (Banská Belá); 10 — Amphibol-Biotit-Andesit (Kozelník); 11—12 Amphibol-Andesit mit Biotit (Banský Studenec I.—II.); 13 — Basalt (Brehy); 14 — Basalt (Devičie).

Übersichtshalber führen wir Beispiele an, die durch Störungskörper von verschiedener petrographischer Zusammensetzung und verschiedenen Chemismus und zwar im Neogenkomplex als auch im Substrate hervorgerufen werden können. Diese Körper äussern sich durch positive als auch durch negative Anomalien, oder ist ihre Wirkung verdeckt, nach dem Medium in dem sie auftreten.

Effusiva:

Rhyolite (σ = 2,2 gr/cm^3): im Medium der Dichte nach schwererer basischen Effusiva (Andesite σ = 2,6 gr/cm^3), resp. des auftretenden vorneogenen Substrates (σ = 2,6—2,8 gr/cm^3) äussern sich durch eine Schweredepression. Wenn der Rhyolitkörper vom pyroklastischen Material umgeben wird (σ = 2,2), kann er eine positive Schwereanomalie hervorrufen. Im Medium des sedimentären Neogens (σ = 2,2 gr/cm^3) äussert sich der Rhyolitkörper, auch wenn er eine erhebliche Mächtigkeit besitzt, nicht (Abb. 6).

Andesite (σ = 2,6 gr/cm^3) äussern sich im Medium des, der Dichte nach leichteren pyroklastischen Materials durch relativ positive Anomalien (Abb. 7). Wenn die Andesite auf ein, der Dichte nach analogisches Substrat ergossen werden (Werfener Schiefer σ = 2,6 gr/cm^3), äussern sie sich im Anomalienschwerefeld nicht; sollten sie aber auf einem, der Dichte nach schwereren Untergrunde abgelagert werden (Dolomite σ = 2,8 gr/cm^3) bedingen sie Schweredepressionen.

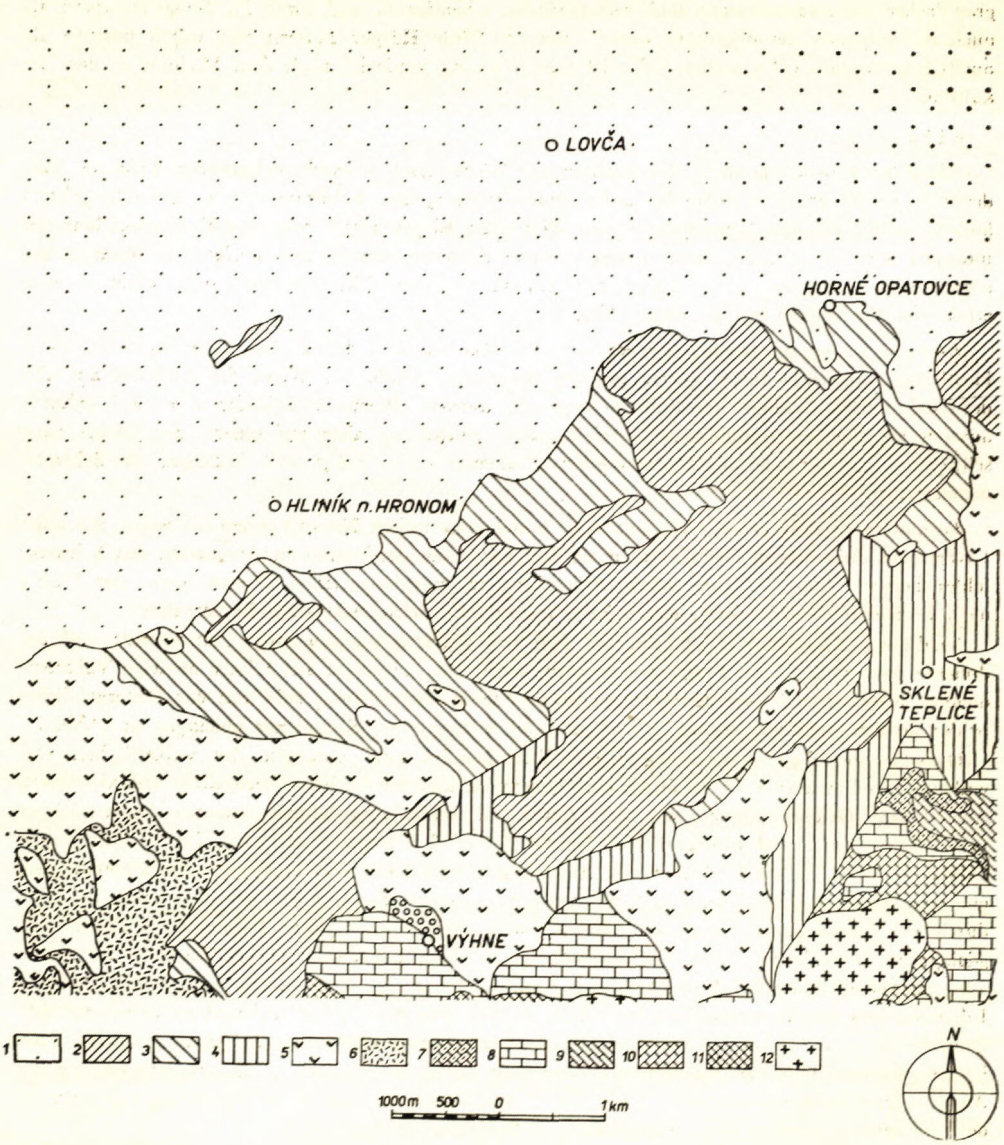
Basalte (σ = 2,85 gr/cm^3) erscheinen in mittelslowakischen Neovulkaniten als wenig mächtige Lavaströme. Aus diesem Grunde rufen sie fast gar keine detektierbaren Anomalien des Schwerefeldes hervor (Abb. 8). Ihre lokale Anhäufung in morphologischen Depressionen, der Dichte nach leichteren Gesteine kann eine lokale, undeutliche Schwereelevation hervorrufen.

Sedimentärer Komplex, zu dem wir vulkanisch-sedimentäre Formationen und Sedimente ohne vulkanische Fragmente rechnen, rufen mit Rücksicht auf relativ niedrige Volumendichten, allgemeine Schweredepressionen hervor, deren Ausprägung, teils von der Differenzdichte beider Medien, teils von eigener Mächtigkeit des sedimentären Komplexes abhängig ist (Abb. 7).

Gesteine des vorneogenen Untergrundes sind entgegen der vulkanischen und vulkanisch-sedimentären Decke durch eine wesentlich kleinere Dichte-Heterogenität charakterisiert. Aus diesem Grunde können wir ihn, soweit da keine ausgedehnten saueren Intrusivkörper (σ < 2,6 gr/cm^3) und ultrabasischen Körper (σ = 2,8 gr/cm^3) auftreten, für dichtehomogen halten (σ = 2,7 gr/cm^3). Ein extrem ungünstiger Fall kann für gravimetrische Untersuchung eintreten, wenn ein, der Dichte nach inhomogenes Substrat, das sich in Oberflächennähe befindet, durch ein inhomogenes Hangendes verdeckt wird. Wenn auch diese Fälle mit Rücksicht auf geologische Verhältnisse nicht häufig sind, ist es doch notwendig, sie in Betracht zu ziehen [die Schwereelevation bei Podrečany (E_6, Abb. 1) ist in der Zone Kohút ausser den Dichten-Inhomonitäten der Vortertiär-Gesteine (z. B. Amphibolite σ < 3,0 gr/cm^3 und epimetamorphierte Quarzite σ = 2,6 gr/cm^3, Kalksteine — σ = 2,7, Migmatite σ = 2,7 gr/cm^3) auch durch Dichteinhomogenitäten der vulkanisch-sedimentärer Decke beeinflusst] (Übergangsentwicklung der Andesitepyroklastik — σ = 2,0—2,3 gr/cm^3). Aus diesem Grunde ist es notwendig Erkenntnisse der Gravimetrie durch andere geophysikalische Methoden zu ergänzen.

Magnetometrie: Das magnetische Feld im Gebiete der Vulkanite hat einen sehr komplizierten Verlauf. Die Intensität der vertikalen Z-Komponente ändert sich in horizontaler Richtung in breiten Grenzen (Gradienten können auf eine Entfernung von 10 m bis einige Zehner und Hunderte γ erreichen); dabei kann man hohe positive und negative Anomalien beobachten. Damit es möglich wäre, die Problematik von Applikation der Magnetometrie zu begreifen,

Abb. 6. **Geologische Karte der Žiar-Depression.**



Tertiär (1—7): 1 — Sedimentgesteine — Pliozän; 2 — Rhyolite und Rhyodazite; 3 — pyroklastisches Material der Rhyolite und Rhyodazite; 4 — Amphibol-Biotit-Andesite — Hypersthen-Augit; 5 — Pyroxen-Andesite — Amphibol-Biotit; 6 — pyroklastisches Material der Pyroxen-Andesite in Übergangsentwicklung; 7 — basale Karbonatschichtfolge; Konglomerate, Breccien. Mesozoikum (8—11): 8 — Calpionellen-Kalke, Mergelkalke und Mergelschieferkalke; 9 — Dolomite; 10 — helle Kalksteine; 11 — Quarzite; 12 — Paläozoikum — zerbröckelter Biotit-Granit.

Tabelle 3

Stratigraphische Formation	Gestein	Lokalität	10^6 CGSM			Ir. 10^6 CGSM			$G = \frac{Ir}{T^*}$		
			min.	max.	mittlere	min.	max.	mittlere	min.	max.	mittlere
Neogen	Basalt	Brehy	1100	4130	2136	670	2 372	1635	0,5	3,1	1,6
Neogen	Pyroxenischer Andesit	B. Štiavnica	1878	2970	2591	4212	11 108	6396	2,9	10,2	5,3
Neogen	Pyroxenischer Andesit	Hr. Dúbrava	583	1969	1234	3539	395 791	2457	10,2	68,7	21,5
Neogen	Metamorph. pyroxenisch. Andesit	Teplá	1032	2304	1687	1967	8 237	3975	1,8	8,8	5,0
Neogen	Andesit mit Biotit	B. Studenec	333	1722	896	3353	13 575	7524	9,1	45,2	17,9
Neogen	Pyroxenisch-amphibolischer Andesit mit Biotit	Rychnava	851	2784	1732	1406	10 418	5764	1,8	14,8	7,1
Neogen	Amphibol-biotitischer Andesit	Ban. Belá – Hr. Dúbrava	934	3297	2477	1654	6 382	3857	1,3	13,5	3,3
Neogen	Amphibol-biotitischer Andesit	Kozelník	1147	2878	2007	3571	20 575	8568	1,6	16,1	9,1
Neogen	Amphibolischer Andesit mit Biotit	B. Studenec	229	834	505	1226	9 759	4339	7,0	25,0	16,8
Neogen	Amphibol-biotitischer Andesit	Banská Belá	2308	4800	3699	2441	16 814	7039	1,3	7,4	4,1
Neogen	Rhyolite	Hliník	0	130	62	75	204	109	1,9	4,3	3,9
Neogen	Dacite	B. Štiavnica	1335	2691	2066	34	436	222	0,0	0,4	0,23
Neogen	Diorit	B. Hodruša	1000	2900	1820	–	–	–	–	–	–
Neogen	Granodiorit	B. Hodruša	700	2500	1730	–	–	–	–	–	–
Mesozoikum	Kalksteine	Sklené Teplice	8	100	40	–	–	–	–	–	–
Mesozoikum	Quarzite	Sklené Teplice	150	580	–	–	–	–	–	–	–
Mesozoikum	Werfen. Schiefer	Hodruša	15	70	40	–	–	–	–	–	–
Kristallin	Biotitischer Granit	Vyhne	0	250	35	–	–	–	–	–	–

* T = Totales magnetisches Feld

ist es notwendig magnetische Eigenschaften der Gesteine und andere Faktoren, die den Charakter des Feldes beeinflussen, zu erwähnen.

Angaben über Suszeptibilität ($\varkappa$), Grösse und räumliche Orientierung des Vektors der Remanentmagnetisierung (Ir) einiger Gesteinstypen werden in der Tabelle 3 angeführt. Auf der stereographischen Projektion (Abb. 5) sind Mittelrichtungen von einzelnen Aufschlüssen vorwiegender Typen der Effusivgesteine und auch ein Wahrscheinlichkeitskreis aufgezeichnet, der mit einer Wahrscheinlichkeit von 95 % angibt, dass die Mittelrichtung des Vektors Ir sich im Inneren des gegebenen Kreises befindet, die nach der Beziehung Fischer (F i s c h e r 1953) berechnet wurden.

Die magnetische Suszeptibilität der Gesteine ändert sich in breiten Grenzen. Es kommen Gesteine praktisch unmagnetische vor ($\varkappa < 50 . 10^{-6}$ CGSM), schwachmagnetische ($\varkappa \approx 50-500 . 10^{-6}$), mittelmagnetische ($500-3000 . 10^{-6}$) und stark magnetische ($\varkappa > 3000 . 10^{-6}$). Zu der ersten Gruppe gehören überwiegend die *Untergrundgesteine und auch neogene sedimentäre For-*

mationen an. Die Suszeptibilität der magnetischen Gesteine ist sehr variabel und vom Gehalt der akzessorischen ferromagnetischen Mineralien abhängig (Magnetite, Titanomagnetite, Illmenite, Pyrrhotine, Hämatite und a.). Andesite und ihr pyroklastisches Material, die im betreffenden Gebiete am meisten verbreitet sind, kennzeichnen sich durch veränderliche Magnetisierung (200—3000 . 10^{-6} CGSM).

Durch niedrige $\varkappa$-Werte sind besonders die propylitisierten pyroxenischen Andesite charakterisiert. Umgewandelte grobkörnige pyroxenisch-amphibolische Andesite mit Biotitgehalt zeichnen sich durch grosse Suszeptibilität aus. Erhebliche Unterschiede werden oft auch bei diesem bestimmten Lavastrom beobachtet. Rhyolite sind überwiegend schwachmagnetisch, basaltoide Andesite und Basalte erreichen im Gegenteil hohe $\varkappa$-Werte. Vulkanische Gesteine kennzeichnen sich gewöhnlich durch sehr grosse thermoremanente Magnetisierung, die mehrfach die induzierte Magnetisierung übertreffen kann. Die Richtungen der Vektore Ir konzentrieren sich in die Nähe der heutigen magnetischen Pole, wobei ihre erhebliche Zerstreuung beobachtet wird (Abb. 5). Fast eine Hälfte der Lavaströme ist invers magnetisiert. Die Zerstreuung ist bei ihnen in der Regel grösser als im Falle der normalen Magnetisierung. Ausserdem weisen die Proben aus manchen Aufschlüssen eine erhebliche Abweichung Ir von der Richtung des gegenwärtigen magnetischen Feldes auf und ihre Grösse ist auch sehr veränderlich.

Charakter des magnetischen Feldes über den Effusivgesteinen wird in erster Linie durch eine intensive Remanentmagnetisierung beeinflusst, wenn auch diese was die Grösse und Richtung anbelangt, veränderlich sein kann. Intensive positive Anomalien werden vor allem über den mittelsaueren bis basischen Laven beobachtet. Diese werden durch morphologische Elevationen erheblich ausgeprägt. Die negativen Störungen des magnetischen Feldes werden überwiegend auf morphologische Depressionen und auch auf Gebiete der invers magnetisierten Gesteine gebunden. Die Grösse der Anomalien, hervorgerufen durch das Geländerelief, ist von der Totalintensität der Gesteinmagnetisierung, der relativen Überhöhung, Flankensteilheit und deren Orientierung zum magnetischen Erdpol abhängig. Extremwerte werden in der Nähe des unteren (Minimum $\triangle Z$) und des oberen (Maximum) Abhangrandes beobachtet.

Über dem pyroklastischen Material, mit Rücksicht auf chaotische Orientierung der Gesteinbruchstücke, schwächt sich die Wirkung von Ir gegenseitig ab und das Feld wird vor allem durch eine induktive Magnetisierung beeinflusst. Im Detail kann es aber durch Wirkung der Vektore Ir von grossen Fragmenten, die sich in der Oberflächennähe befinden, bedeutend kompliziert sein. Aus diesem Grunde kann man auf der Oberfläche intensive Gradienten horizontaler und vertikaler Richtung beobachten. Räumliche Änderungen der Grösse und der Richtung der Magnetisierung bedingen die Entstehung der magnetischen Volumenmassen, die ebenfalls das Feldbild komplizieren. In den Stellen, wo vulkanische Gesteine erhebliche Stärke erreichen, muss man damit rechnen, dass sich hier normal und invers magnetisierte Lagen wechseln, und ihre Wirkungen sich gegenseitig abschwächen. Aus diesen Gründen kann man behaupten, dass das magnetische Feld maximal durch Formationen, die sich dicht unter der Oberfläche befinden, beeinflusst wird.

Wenn auch die geologische Interpretation der gemessenen Angaben, mit Rücksicht auf die Menge von Störungsfaktoren sehr schwierig ist, beweisen die bisherigen Ergebnisse, dass die Magnetometrie auf dem Gebiete der Vulkanite vor allem zur Lösung folgender Probleme beitragen kann: (a) bei der Kartierung der Grenze zwischen dem unmagnetischen Untergrunde, resp. den sedimentären Formationen und vulkanischen Komplexen; (b) beim Aufsuchen der verborgenen ausgedehnten Lavaströme im pyroklastischen Material, wenn sie sich in nicht zu grosser Tiefe (von einigen Zehnmetern) befinden (dabei äussern sich die intensiveren Anomalien in der Nähe der Projektion des Randes des Störungskörpers in Richtung zur Erdoberfläche); (c) ausgedehnte Zufuhrkanäle der mittelsaueren bis basischen magmatischen Gesteine zu detektieren, die eine Fortsetzung in die Tiefe haben und in die Oberflächennähe steigen; (d) magnetische Gesteine im Substrate (Amphibolite, Skarne u. ä.) zu detektieren, wenn sie von vulkanischen Formationen nicht bedeckt werden.

Die Lösung dieser Fragen hat eine grosse Bedeutung bei Identifizierung der Störungen des Schwerefeldes, wodurch die Gravimetrie durch Magnetometrie geeignet ergänzt wird. Die bedeutenden Gradienten des magnetischen Feldes sollen auch bei der Wahl der Messmethodik in Betracht gezogen werden. Die Grundlage für die Kartierung im Masstabe 1 : 25 000 bilden die Flächenmessungen, die mit einer Punktdichte von 150—350 m durchgeführt werden. Zur Eliminierung des Einflusses der englokalen Anomalien (verursacht durch oberflächliche Inhomogäniten) werden rund um jeden flachen Standpunkt Beobachtungen auf 2—4 Punkten in Entfernung von 10—30 m durchgeführt, wobei für resultierenden Wert des Standpunktes der arithmetrische Durchmesser dieser Messungen angesehen wird. Die Realität der detektierten Flächenanomalien wird durch Detailmessungen den Profilen nach bei Entfernungen der Punkte auf dem Profil von 25 m geprüft.

Die Erkenntnis der magnetischen Eigenschaften der Gesteine ist nicht nur zur Interpretation der vermessenen Felder von Bedeutung, sondern sie kann auch selbstständig zur Lösung mancher geologischen Aufgaben beitragen. Die Werte der magnetischen Suszeptibilität von vulkanischen Gesteinen variiren in breiten Grenzen auch bei einem Lavastrom und deshalb wird es wahrscheinlich nicht möglich sein diesen Parameter zur Unterscheidung der einzelnen vulkanogenen Formationen zu benützen. Für die Stratifikation der vulkanischen Komplexe kann vor allem die paleomagnetische Methode, mit Rücksicht auf inverse Remanentmagnetisierung, von Bedeutung sein. Wenn auch bisher keine zuverlässigen Kriterien zur Lösung dieser Fragen festgestellt wurden, ist es klar, dass die geeignetesten Objekte vor allem vulkanische Kamine, Gänge und andere Intrusivformen sein werden, die eine direkte Beziehung zur kontakten (Skarne) und hydrothermalen (Polymetalle) Vererzung haben. Die Lavaströme (unter bestimmten physikalischen Bedingungen) konnten auch bei niedrigeren Tempera-

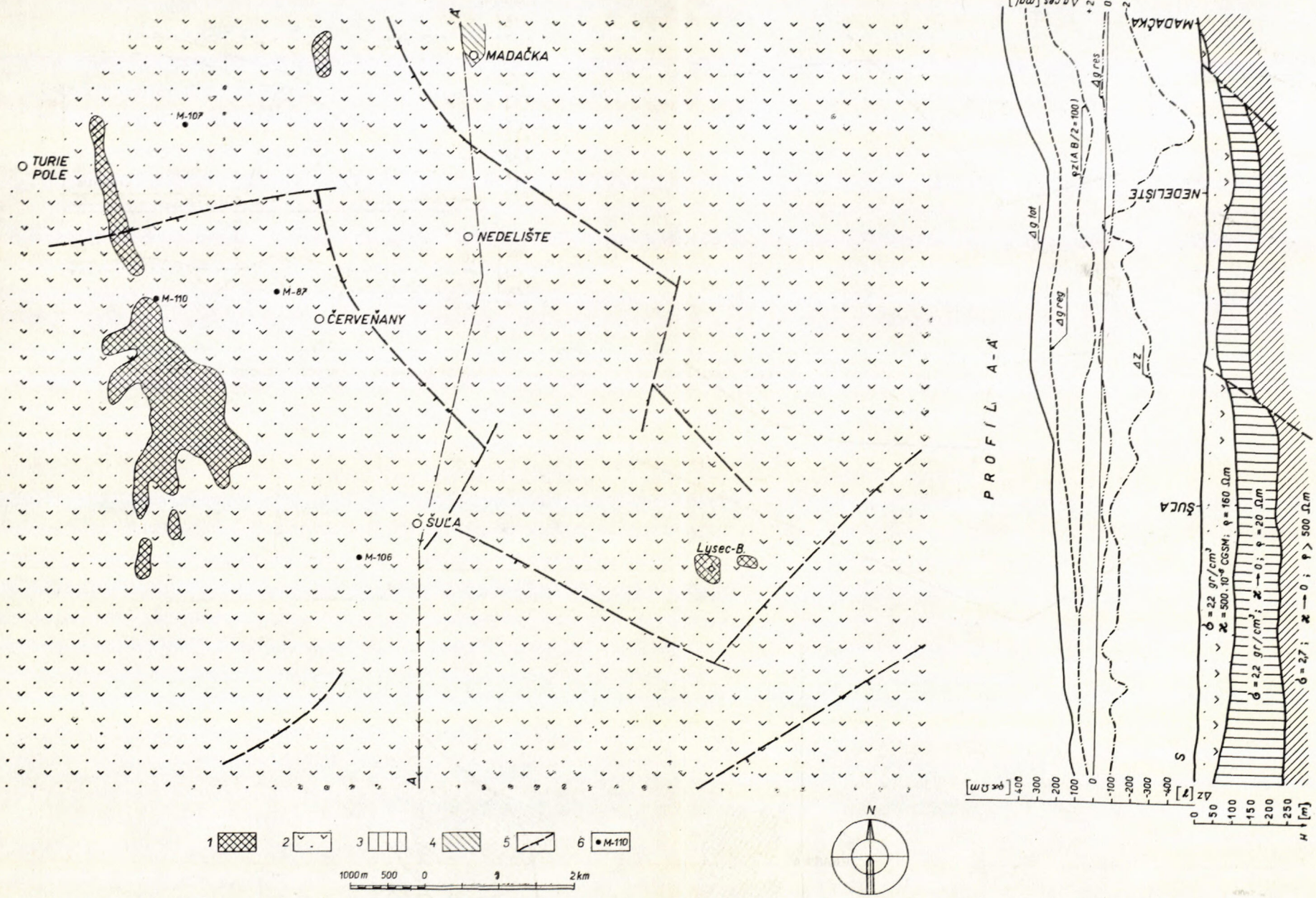
turen als der Curie-Punkt des Hämatites, resp. Magnetites ist, viskos sein (675° resp. 580°). Infolge der turbulenten Bewegung des Lavastroms in seinen Randteilen ist der Vektor der Remanentmagnetisierung chaotisch orientiert und deshalb können die Lavaströme nicht ein geeignetes Objekt für paleomagnetische Studien sein.

Thermodemagnetisierung u. Thermomagnetisierung (die wir aus technischen Gründen nicht anführen) können auf Grund der Feststellung des Curie-Punktes zur Bestimmung des ferromagnetischen Gehaltes in Gesteinproben beitragen.

Geoelektrik. Die Werte der spezifischen Widerstände der einzelnen Gesteinkomplexe sind erheblich unterschiedlich. Auf Grund der bisherigen Erkenntnisse, gewonnen durch parametrische Messungen, abgeleitet aus den Kurven der elektrischen Vertikalsondierung und teilweise auch aus den Bohrlochregistrierungen, ist es möglich den einzelnen Formationen folgende Werte zuerkennen: *vortertiärer Untergrund* 500—3000 und auch mehr Ωm; *Neogensedimente in der pelitisch-psammitischen Entwicklung* 3—30 Ωm; *klastische Sedimente* 60—180 Ωm; *pyroklastisches Material* 50—200 Ωm; die niedrigsten Werte des spezifischen Widerstandes gehören den *Tonen* (3—20 Ωm). Mit der Zunahme der grobkörnigen Fraktion (Sande, Schotter, Andesitbreccien) steigt der spezifische Widerstand auf 150—200 Ωm. Durch hohe Widerstände ($\rho \to \infty$) werden *Effusiva* charakterisiert, soweit sie verwittert, tektonisch gestört sind oder soweit sie nicht den sekundären Veränderungen unterlagen (propylitisierte Gesteine können leitfähiger sein). Durch grösste Heterogenität zeichnen sich quartäre Sedimente aus, bei denen sich die Werte ρ von einigen Ωm (Tone) bis zu einigen Tausend Ωm (Travertine) bewegen können.

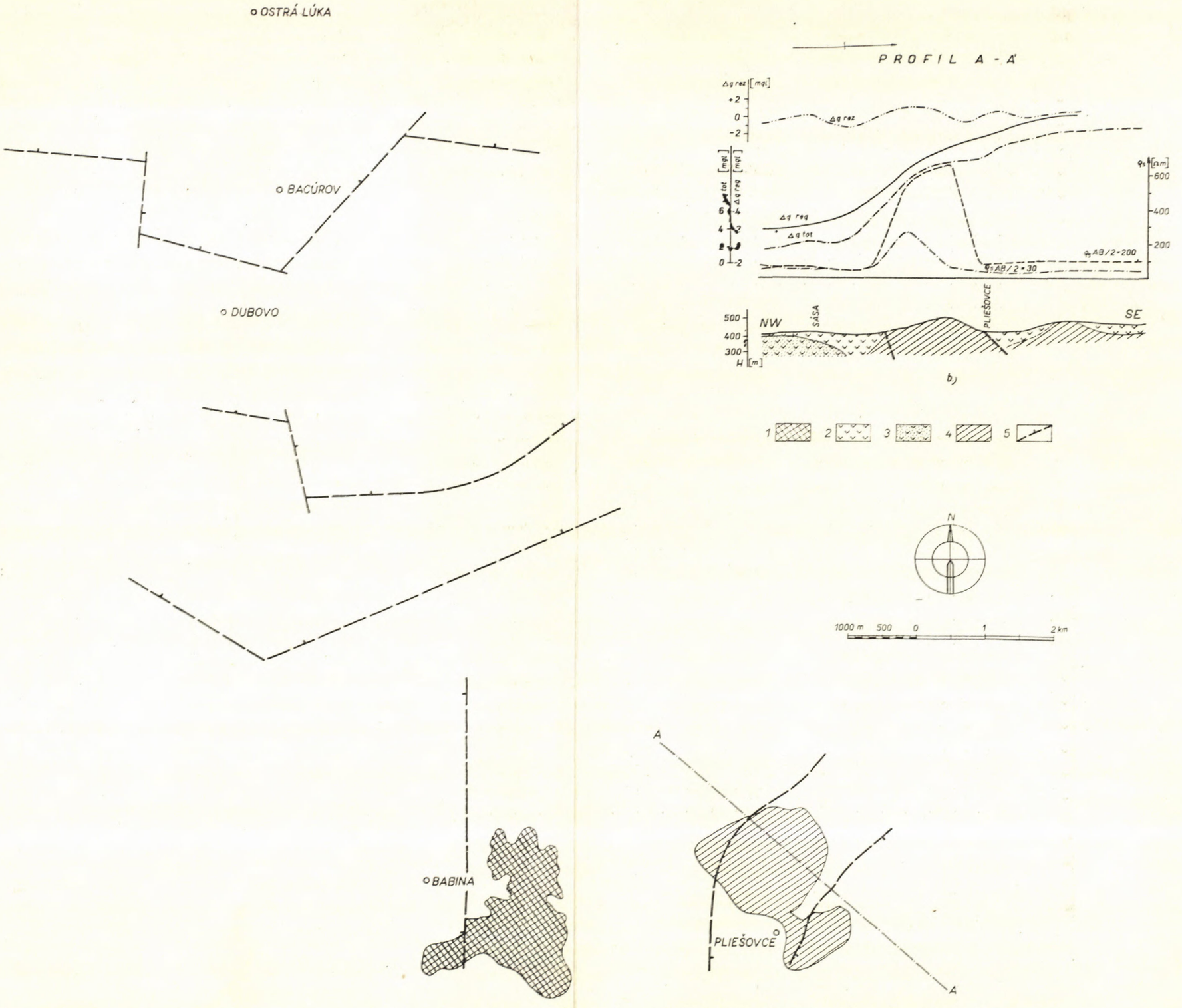
Aus der Übersicht der spezifischen Widerstände ist ersichtlich, dass es möglich ist, mittels der Geoelektrik im Gebiet der Vulkanite einen verhältnismässig breiten Bereich der geologischen Probleme zu lösen. Es geht vor allem um Verfolgung der Grenze in vertikaler und horizontaler Richtung, z. B. die Festsetzung der Tiefe des Substrates unter den Sedimenten, resp. dem pyroklastischen Material, die Bestimmung der Tiefe und der Mächtigkeit der verborgenen Lavaströme u. ä. Wie aber aus der Geologie bekannt ist, zeichnen sich die vulkanisch-sedimentären Formationen durch häufige, manchmal auch fliessende lithologisch-fazielle Änderungen (lateral und vertikal) aus, was die Interpretation der Messergebnisse erschwert. Ein ungünstiger Faktor ist in den Zentralteilen auch das zu viel gegliederte Relief. Vorteilhaftere Bedingungen für die Applikation der Widerstandsmethoden sind in den intravulkanischen Kesseln und in Randkesseln, wo aber der Untergrund oft in erhebliche Tiefe versinkt. Ein breites Einsetzen der geoelektrischen Methoden in dieser Erforschungsetappe ist aus ökonomischen und teilweise auch technischen Gründen beschränkt. Wir benützen deshalb die Geoelektrik als eine Hilfsmethode vor allem zur Bestimmung der Untergrundtiefe

A b b. 7. **Tektonische Karte des Untergrundes im Gebiete von Červeňany,** zusammengestellt auf Grund der geophysikalischen Untersuchungen.



Schematischer geologisch geophysikalischer Querschnitt nach der Verbindungslinie A—A'. — 1 — Andesite; 2 — pyroklastisches Andesit; 3 — sedimentäres Neogen (auf dem Querschnitt); 4 — vortertiärer Untergrund (auf dem Querschnitt); 5 — Bruchsystem; 6 — Bohrungen.

Abb. 8. Tektonisches Schema des Untergrundes im südlichen Rande der Zvolen-Depression.



Erklärungen: a — schematischer geologisch-geophysikalischer Querschnitt auf der Verbindungslinie A—A'. — 1 — Andesit; 2 — Andesit-Tuff; 3 — Andesit-Tuffit; 4 — Mesozoikum und Kristallin; 5 — Bruchsystem.

(an Stellen, wo sich diese nahe der Erdoberfläche befindet — zu 100 bis 200 m), und zwar in Modifikation der elektrischen Vertikalsondierung, resp. der Widerstandsprofilierung für Kartierungszwecke.

Ausgewählte Beispiele der Benützung von geophysikalischen Methoden zur Lösung des Neovulkanitenbaues

Der *Rhyolitkörper am südöstlichen Rande der intravulkanischen Depression von Žiar* im Raume von Horné Opatovce—Sklenné Teplice—Hlinik n/Hronom (Abb. 6), ruft keine Deformation der Isolinien $\triangle g$ hervor. Diese bilden in maximalem Masse das Untergrundrelief ab. Die Rhyolite haben eigentlich fast dieselbe Volumendichte wie die Neogensedimente der Beckenausfüllung ($\sigma = 2{,}2$ gr/cm^3) und äussern sich deshalb nicht im Anomalienschwerefelde. Weiters aber auch aus dem Grunde, weil ein Teil des Körpers den Charakter eines Lavastromes hat, der sich über die sedimentäre Ausfüllung des Kessels von Žiar ergoss und ein Teil durch das zusammengebackene pyroklastische Material gebildet wird, das nach der Mitteilung von G. Pantó den Charakter der Ignimbrite hat. Wenig intensive, flächenartig begrenzte *Anomalie südlich von Hliník n/Hronom* wird durch ein Rhyolit-Körper hervorgerufen, der aus dem Medium der offensichtlich mächtigeren Lagen von der Dichte nach leichteren Rhyolitpyroklastiken ($\sigma = 1{,}8$ gr/cm^3) emporsteigt. Der intensive Schweregradient im Raume der Rhyolitkörper detektiert das tief gelegene System von Bruchlinien, das den tektonisch bedingten Rand der Depression bildet. Der Anstieg der Schwerkraft in S—O-Richtung detektiert die auftretenden vorneogenen Formationen ($\sigma = 2{,}7$ gr/cm^3) der sog. *Insel von Hodruša—Vyhne*. Die intensiveren Störungen der Vertikalkomponente wurden in diesem Gebiete durch die Magnetometrie nicht festgestellt, wie weit Rhyolite, neogene Ausfüllung und vorneogenes Substrat schwach magnetisch bis praktisch unmagnetisch sind.

Der Andesitkörper Lysec und die morphologische Depression des Untergrundes von Červeňany. Die ausgeprägte Anomalie des Schwerefeldes auf der Kote Lysec korreliert gut mit den geologisch kartierten Andesiten, die einen herauspräparierten Zufuhrkanal der Andesite erster Phase vorstellen, der früher unter den redeponierten Produkten der zweiten andesitischen Phase begraben wurde (Konečný, Karolusová 1963). Die gravimetrische Elevation tritt auf der Kreuzung der Störungszonen auf, die offensichtlich dem System von tektonischen Linien karpatischer und Sudetenrichtung entsprechen (Abb. 7). Mit Rücksicht auf die ausdrucksvolle Störungswirkung des Andesitkörpers auf den Verlauf des Schwerefeldes und tektonische Lage, setzen wir seinen tiefen Eingriff voraus und identifizieren ihn mit dem tief gelegenen vulkanischen Zufuhrkanal. Die südlich von der Ortschaft Turie Pole kartierten Andesite dagegen äussern sich im Gebiete der ausgeprägten gravimetrischen Depression im

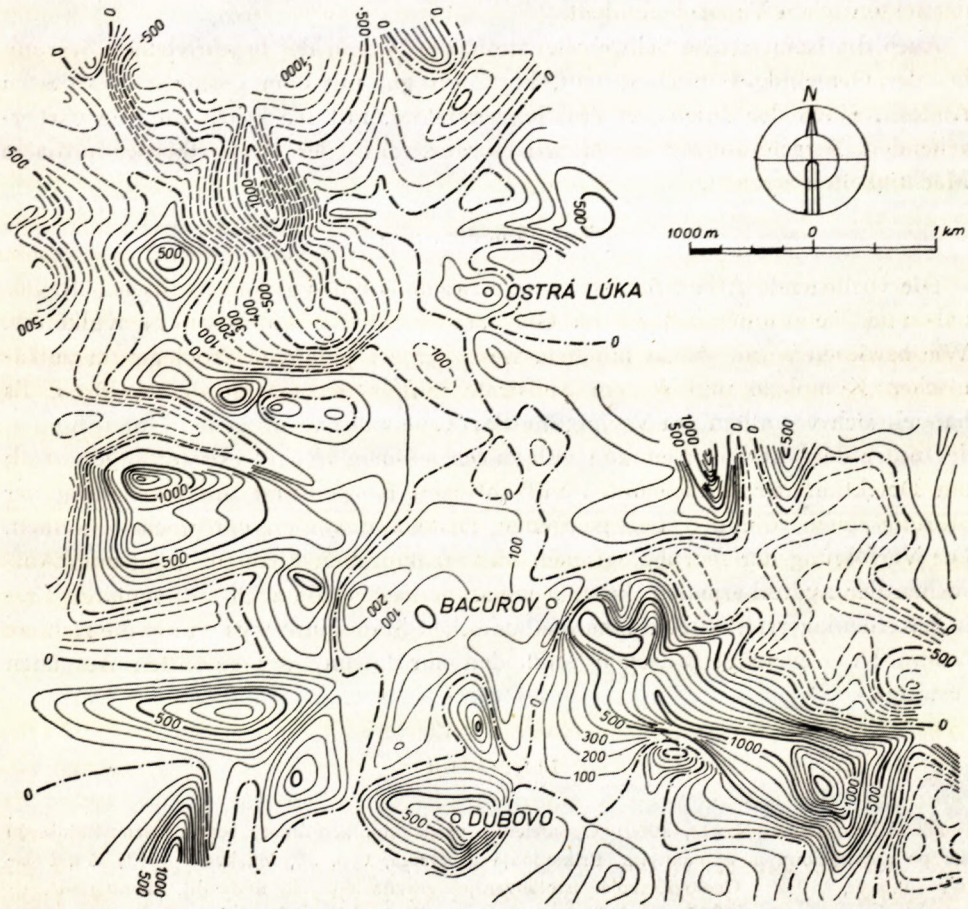
Anomalienfelde nicht (wie man nach der ausgeprägten Differenzdichte (σ_{dif} = 0,5 gr/cm^3) zwischen Andesiten und sedimentären Ausfüllung der Depression voraussetzen könnte). Aus diesen Gründen ist es möglich, ihren kleinen Tiefenbereich vorauszusetzen. Es handelt sich offensichtlich um weniger mächtige Andesitströme, die durch geologische Kartierung bewiesen wurden. Die gravimetrische Depression westlich von der Gemeinde Červeňany entspricht der Depression im Relief des vortertiären Untergrundes, in welche die Transgression des kohleführenden Unterhelvets eingedrungen ist. Diese Erkenntnis wurde durch Bohrungen M-87, M-106, M-107, M-110, die im Zentrum und in der Umgebung der Depression von Červeňany lokalisiert wurden, bestätigt. Wie aus dem Bilde des Schwerefeldes ersichtlich ist, erstreckt sich diese im Gegensatz zur Elevation Lysec auf einer relativ gesunkenen Scholle, die angesichts der höheren tektonischen Schollen die Störungen der NW—SO Richtung begrenzen, die für das breitere Gebiet des südslowakischen Sedimentationsraumes charakterisiert sind.

Zu einer tieferen Analyse der gravimetrischen Elevation von Lysec wurde die Zerlegung des Totalschwerefeldes auf die regionale und residuelle Komponente (Abb. 7a und 7b) durch die Griffin-Methode für s = 500 m durchgeführt. Auf der Abb. 7a äussert sich anschaulich der tiefe Bereich des Störungkörpers (siehe auch Abb. 3). Man kann daher behaupten, dass der geologisch kartierte Andesitkörper, der sich intensiv auf der Karte des magnetischen Feldes äussert, seine Fortsetzung in die Tiefe findet. Es dürfte sich um einen Zufuhrkanal handeln. Vom geologischen Standpunkt aus, ist eine nur sehr wenig wahrscheinliche, doch physikalisch mögliche Auslegung, dass es sich um eine isolierte, ausgeprägte Elevation des der Dichte nach schwereren Untergrundes handelt, auf der das Relikt des raumbegrenzten Lavastromes erhalten blieb.

Der geologisch-geophysikalische Querschnitt (Abb. 7d) der den Verlauf des vortertiären Untergrundes, die Mächtigkeiten des sedimentären und vulkanisch-sedimentären Neogens darstellt, wurde auf Grund der Ergebnisse der geoelektrischen Vertikalsondierung und der Analyse der Schweremessungen konstruiert.

Der Basaltlavastrom und der Aufschluss des vortertiären Untergrundes. Der geologisch kartierte Basalterguss im Gebiete von Dubovo—Bacúrov—Ostrá Lúka (Abb. 8) ruft keine positive Anomalie hervor, wie man auf Grund der Differenzdichte (σ_{dif} = 0,5 ÷ 0,8) zwischen Basalteffusiven (σ = 2,85 gr/cm^3) und den in der Umgebung aufsteigenden Agglomeraten (σ = 2,40 gr/cm^3), Tuffen (σ = 2,20 gr/cm^3) und Tuffiten (σ = 2,00 gr/cm^3) der pyroxenischen und amphibol-biotitischen Andesite erwarten könnte. Im Gebiete des kartierten Basaltes können wir im Gegenteil ein Schwereminimum beobachten, das offensichtlich die morphologische Depression des Untergrundes abspiegelt, in die der Basaltlavastrom ausgegossen wurde. Dieser stieg wahrscheinlich längs der Dislokation von W—O bis NW—SO Richtung auf, die wir in den Ort der ausgeprägten Schwerestörung zwischen Gemeinden Dubovo und Bacúrov lokalisieren

können. Der Gradient $\triangle g$ erreicht hier bis 8 mgl/km. Es ist klar, dass diese Störung zu dem System, in dem die Schwelle von Zvolen—Slatina orientiert ist, gehört (K u t h a n 1963). Beide Schollen die diese Störung trennt, haben eine sichtbare Neigung gegen Norden. Auf der gesunkenen Scholle Bacúrov—Ostrá Lúka detektiert die Unterlage und das Schwereminimum die Depression des Reliefs, welche Unterlage durch die Wirkung des, der Dichte nach schweren Basaltkörpers nicht verdeckt wird. Das bedeutet, dass der Basalterguss relativ kleine Mächtigkeit erreicht; seine Wirkung äussert sich nicht im Bilde des Schwerefeldes. Nach Ergebnissen der magnetometrischen Messungen (Abb. 9), die über dem kartierten Basaltergusse das Anomalienfeld der Z-Komponente nur sporadisch detektierten, können wir beurteilen, dass dieser isolierte Relikte des



A b b. 9. Karte der vertikalen Komponente des magnetischen Feldes am südlichen Rande der Depression von Zvolen.

ursprünglich zusammenhängenden Lavastromes bildet. Im Falle einer grösseren Flächenverbreitung würden sich Basalte, mit Rücksicht auf ihre hohe magnetische Suszeptibilität (5×10^{-3} CGSM), durch mehr zusammenhängende Anomalien $\triangle Z$ äussern. Diese Erkenntnis wurde auch durch geoelektrische Methoden bestätigt, aus denen sich ergibt, dass Relikte des ursprünglich einheitlichen Stromes, heute geringe Mächtigkeiten erreichen. Der Aufschluss des vortertiären Untergrundes bei Gemeinden Pliešovce—Sása befindet sich im Gebiet des intensiven Gradienten des Schwerefeldes. Dieser detektiert eine ausgeprägte Störung der karpatischen Richtung, nach der das auf die Oberfläche auftretende Substrat offensichtlich nach NW überschoben wurde (Abb. 8b); sie wurde von den geoelektrischen und Schweremessungen abgeleitet. Der Anstieg der Schwerkraft in SW-Richtung detektiert die Zunahme der Mächtigkeit der überschobenen Scholle der tektonischen Veporideneinheit.

Auch die isometrische Schwereelevation, die W von der beschriebenen Störung bei der Gemeinde Babiná auftritt, korreliert gut mit dem geologisch kartierten Andesit. Nach der Intensität des Schwerefeldes, mit Rücksicht auf die vorhergehenden Berechnungen, setzen wir voraus, dass der Andesitkörper grössere Mächtigkeiten erreicht.

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit umfasst einige Ergebnisse der geophysikalischen Regional- und Detailuntersuchung im Gebiete der mittelslowakischen Neovulkanite. Wie bewiesen wurde, ist es möglich, wesentliche geologische Probleme im vulkanischen Komplexe und seinem Substrate mittels der Geophysik zu lösen. Es handelt sich vor allem um Verfolgung des Reliefs des vorneogenen Untergrundes, der unter der vulkanischen und vulkanisch-sedimentären Decke verborgen wird; um Detektion der ausgedehnten vulkanischen Körper und um Kartierung der Störungszonen, die den tief gelegenen Dislokationslinien entsprechen können. Die Verfolgung der morphologischen und strukturellen Elemente trägt zum Aufsuchen der hydrothermalen, kontakt-metasomatischen als auch sedimentären Erz- und Kohlenlagerstätten bei. Vom methodischen Standpunkt aus wurde die richtige Auswahl der geophysikalischen Methoden zur Lösung der gestellten Aufgaben bestätigt.

LITERATUR

[1] Afanasev N. L., 1960: Opredelenije vertikalnoj koordinaty centra vozmuščajuščego tela po gravitacionnym anomalijam. Prikladnaja geofyzika, vyp. 25, Moskva. — [2] Andrejev P. I., 1962: Geologičeskoje istolkovanije gravitacionnych anomalij. Leningrad. — [3] Andrusov D., 1927: Předběžná zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku (1925—1926). Věstník SGÚ, Praha. — [4] Andrusov D., 1958 až 1959: Geológia československých Karpát, I—II. Vydavateľstvo SAV, Bratislava. — [5] Bu-

day T., 1962: Tektogeneze neogenních pánví Západních Karpat a jejich vývoj. Geologické práce, Zošit 63, Bratislava. — [6] Čajková M., 1957: Geologicko-petrografické pomery v oblasti Ostrá Lúka, Bacúrov, Dubovô. Geologické práce, Zprávy 10, Bratislava. — [7] Čechovič V., 1953: Geológia juhoslovenskej panvy. Geol. práce, Zošit 33, Bratislava. — [8] Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil L., 1963: Geofyzikálny výskum Ipeľskej kotliny. Geolog. prieskum, Praha. — [9] Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil L., 1964: Najnovšie poznatky geofyzikálneho merania na južnom Slovensku so vzťahom na rozšírenie uhoľného ložiska. Sborník prednášok „Uhoľné ložiská južného Slovenska a Severného Maďarska", Zvolen. — [10] Ďuratný S. — Plančár J. — Zbořil L., 1964: Poznatky gravimetrického výskumu v oblasti nováckej uhoľnej panvy". Geologický prieskum 2, Praha. — [11] Fiala F., 1933: O současném stavu geologického výzkumu Slovenského Středohoří. Sborník II. sjezdu čs. geografů, Bratislava. — [12] Fusán O. — Šalát J., 1952: Výskyt mladšieho paleozoika v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. sborník III/1—2, Bratislava. — [13] Fusán O., 1961: Entwicklung des Baues des Gebirges Spišskogemerské rudohorie. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [14] Gregor T., 1964: Ku geologickej stavbe územia v okolí Podrečian a Tuhára. Geol. práce, Zprávy 33, Bratislava. — [15] Griffin W., 1949: Residual Gravity in Theory and Practics. Geophysics, XIV. Tulza, Oklahoma. — [16] Kuthan M., 1957: Mladotreťohorný vulkanizmus severovýchodnej časti stredného Slovenska. Sborník ÚÚG, Praha. — [17] Kuthan M., 1958: Problémy mladotreťohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geologické práce, Zošit 49, Bratislava. — [18] Kuthan M., 1963: Tectonic Deformations of the Central Slovakia neovulcanic Region and the Relation between Volcanism and Tectonics. Geologické práce, Zprávy 28, Bratislava. — [19] Malovičko A. K., 1960: Osnovnoj kurs gravirazvedki. Perm. — [20] Nairn A. M. — Větrovská B.: Paleomagnetism of the Tertian to recent rocks: The Central Slovakian ignieous province. (in Nairn—Karolus: Geol. práce, Zprávy 36, Bratislava.) — [21] Polák S., 1961: Výsledky geologického výskumu a prieskumu neovulkanitov západných Karpát. Referát: sjazd čs. a maď. geológov, Košice. — [22] Seneš J., 1959: Súčasné znalosti o paleografii centrálnej Paretetýdy. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [23] Slávik J., 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných geologických vzťahov Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Geologický sborník XI/1, Bratislava. — [24] Smith R. A., 1959: Some Deph Formulae for Local Magnetic and Gravity Anomalies. Geophys. Prosp. No 1. — [25] Štohl J., 1960: Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava. — [26] Vass D., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní východne od rieky Ipeľ. Geologické práce, Zprávy 18, Bratislava. — [27] Vass D. — Tomášek B., 1963: Elevácia predterciérneho podložia pri Šahách. Geologické práce, Zprávy 27, Bratislava.

JÁN KANTOR

TUNGSTEN IN THE WEST CARPATHIAN METALLOGENETIC PROVINCE

Tin-tungsten formations of econcmic importance are since long known from the westernmost part of Czechoslovakia — the Krušné hory Mts. They are characterised by similar features as other variscian deposits of West Europe for example those of Cornwall in England, the Iberian Peninsula a. o. Other occurences of the Bohemian Massiv lie near Kasejovice, Jílové, Dolní Bory, Skuteč, Jihlava, in the Císařský les Mts and Obří důl in the Krkonoše Mts (P á c a l 1956).

The West Carpathian metallogenetic province is usually regarded as barren in respect to tungsten mineralization. The first finding of W-minerals is reported by Leonhard in his Topographic mineralogy as early as in 1843. Scheelite with pyrite is mentioned from quartz veins near Pezinok in the Malé Karpaty Mts. Another locality where scheelite accompanied by pyrite and stibnite in a quartz gangue has been discovered is the Pernek stibnite deposit situated also in the Malé Karpaty Mts not far from Pezinok.

Rather detailed mapping and investigations of ore-deposits and indications were carried out in this westernmost „Core mountain" of the West Carpathians. Nevertheless the occurence of tungsten minerals couldn't be confirmed (B. C a m b e l 1958).

New findings of W-minerals in different units of the West Carpathian were made by the author. An interesting association of ferberite, scheelite, stibnite occurs at Spišská baňa near Mníšok nad Hnilcom in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts (K a n t o r 1953). Hübnerite with sulphides has been found near Chyžné N of the town Jelšava in the SW part of the Spišsko-gemerské rudohorie (K a n t o r 1955). Tungsten mineralizations belonging to the Young-Tertiary metallogenetic epoch were described from Hodruša, Banská Štiavnica and Vyhne (K a n t o r — E l i á š 1962, 1963).

Tungsten minerals could be identified by the author also in a stibnite deposit at Smolnícka píla (Smolnícka huta) in the central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts as well as in a gold-quartz vein near the village Jasenie in the Nízke Tatry Mts. Hitherto they had not been described in detail and were only mentioned in a paper by J. Kantor — K. Eliáš (l. c.).

This occurences are supplemented by a mineralization carrying tungsten minerals which has been recently discovered near the village Ochtiná in the SW part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Till now only few localities of W-minerals have been described whilst about many others no published data exist. It is therefore the aim of this paper to give a very short review about the role of tungsten in the West Carpathians.

From different units of the West Carpathian the following hydrothermal ore-deposits are known to carry indications of tungsten: I. *Young-Tertiary effusive belt:* Hodruša, Banská Štiavnica, Vyhne; II. *Gemeridy-unit (Spišsko-gemerské rudohorie Mts):* Spišská baňa, Smolnícka píla, Ochtiná; III. *Tatroveporidy-unit:* Chyžné, Jasenie, Pezinok, Pernek.

Tungsten in the Young-Tertiary Eruptive Belt

The *Kremnicko-Štiavnicke rudohorie Mts* are from the metallogenetic point of view an important member of the well known arch that encompasses the West Carpathians in the South. Like in other parts of this belt andesites and their pyroclastics prevail over rhyolites, dacites and other eruptives. In their northern parts-the Kremnické Hory Mts- lies the known ore-district of Kremnica („Kremnitz" in German) with gold bearing veins.

Detailed geologic and metallogenetic investigations of this area were recently carried out mainly by Fr. Fiala and M. Böhmer.

Fr. Fiala (1962) has distinguished five eruption groups:

1. pyroxene andesites, mostly propylitized. Probably of Tortonian age.
2. amphibole-pyroxene andesites and pyroxene andesites with accessory amphibole and biotite.
3. biotite-amphibole andesites with accessory hypersthene, augite or in the younger flows of pigeonite. Most probably of Sarmatian age.
4. rhyodacites and rhyolites. Sarmatian.
5. andesitoid basalts of Pliocene age.

The gold-bearing veins are enclosed in propylitized andesites of the first eruption group Hydrothermal alterations and an intensive potassium metasomatism leading to K-trachytes and microgranites can be observed in conection with rhyolites of the eruption group (Fiala, Böhmer l. c.).

The predominantly quartzose veins carry gold, electrum, scarce amounts of sulphides, sulphosalts and carbonates. M. Böhmer (1961) distinguished 6 mineralization periods with quartz, stibnite, marcasite, melnikovite in the youngest one cutting rhyolites.

Trace molybdenum is almost constantly present in biotite-amphibole andesites, rhyodacites and rhyolites, tin rare in rhyolites (Fiala — Pácal 1959). No findings of tungsten minerals

were till now made in this ore district although in few samples of silicified microgranites and vein quartz traces of W were discovered by spectrographic analyses (F i a l a — P á c a l l. c.).

In the southern part of the Kremnicko-Štiavnicke rudohorie is situated the important base-metal, silver-ore district of Štiavnica („Schemnitz").

In the neovolcanites of the Štiavnické pohorie Mts several eruptive phases were distinguished (M. K u t h a n 1963): Pyroclastics and lavas of different types of pyroxene andesites (Second andesitic phase) belong to the oldest rocks of the district. In this group comprised are rocks equivalent to Fr. Fialas Ist eruption group i. e. propylitized pyroxene andesites enclosing ore veins. Locally thin layers of rhyolite and rhyodacite pyroclastics of the „second rhyolite phase" are observed in the lower parts of this complex.

The „third andesitic phase" is characterised by amphibole-biotite andesites and their pyroclastics. During this phase penetrated also biotite amphibole dacites.

Acide rocks rhyodacites and rhyolites erupted during the younger „third rhyolitic phase" whereas microgranitic rhyolites representing probably subvolcanic forms were described only from the northern parts of the Kremnicko-Štiavnicke rudohorie Mts.

Vitrophyric andesites of the „Bohunice"-type are regarded as the youngest member of the subsequent andesite-rhyolite volcanism.

The final volcanism is characterised by basaltoid andesites, basalts and basanites. Their eruptive activity culminates in the Levantian and lasts to Young-Quaternary.

In the *Štiavnicke pohorie Mts* occur also rocks petrographically almost identical to the banatites. Granodiorites and diorites outcrop mainly in the western part (near Hodruša) and were regarded as deep-seated equivalents of the „second eruptive phase". But till now neither their belonging to the second phase nor a Laramian age corresponding to the banatites of Roumania could be proved by geological methods of investigations. The productive area is some 12 km wide and 8 km long. The veins strike with only few exeptions NNE—SSW.

Although a common source of the hydrothermal solutions is usually supposed (Helke and others) certain differences in both the geologic environment and the vein filling allowed to distinguish two ore-fields.

The *Hodruša ore-field* (comprising Vyhne) forms the western part of the mineralized area. The veins in general extend from NE to SW having usually a moderate falling of 40—60°. They cut propylitized pyroxene andesites, diorites and often granodiorites as well as dacitic rocks (R o z l o ž n í k — Š a l á t 1956).

In the past a not insignificant production of silver came from this veins carrying silver minerals (sulphides, sulphosalts) in a predominately carbonatic less often quartzose gangue. The contents of lead-, zinc- and copper-minerals are in these veins usually very low and with the exception of the easternmost part of the district (Rozália-vein) never reached economic importance.

The *Banská Štiavnica-district* is on the contrary characterised by an intense lead-zinc-copper mineralization. Whereas silver and gold were mined only in the past mainly from subsurface parts of the veins. A more constant striking (lodes reaching up to 5 km in lenghts and several tens of meters in thikness) and steeper falling is in most cases observed as compared with the Hodruša district.

A zoning is developped with silver in the highest parts lead zinc in the middle and prevailingly copper in the deepest parts of the veins. The ore veins cut pyroxene andesites, diorites and dacites (K o d ě r a 1956).

For the polymetallic mineralization of the Štiavnické pohorie Mts the postvolcanic activity related to the second andesitic phase is regarded as the source of the ore-bearing solutions (A. B r l a y 1963). The mineralization took place during the Tortonian stage.

L. R o z l o ž n í k — J. Š a l á t (l. c.) confirmed an earlier view of M. V. L i p o l d (867) and stress close relations between the ore-veins at Hodruša and dykes of dacitoidic rocks supposing that the mineralization followed often both in time and space the intrusion of dacites.

In the Young-Tertiary ore-deposits of Central Slovakia tungsten minerals were first discovered by the author and K. Eliáš (K a n t o r — E l i á š l. c.).

One of the most interesting occurences was found in the *Rozália-vein* which was explored for copper. The vein is situated in the eastern part of the H o d r u š a -district (1) near the boundary zone to the B. Štiavnica ore field. These veins differ from typical silver ore-bearing ones of the Hodruša district by higher contents of Pb-Zn-Cu-minerals in a quartz gangue forming transitions to polymetallic veins of the Štiavnica-type. The ore-bodies of the Rozália-vein were followed about one km in strike (NNE—SSW) and to a depth of 600 m. In the upper parts lead-zinc minerals predominated whilst they became scarser in the deeper copper-bearing zone.

Detailed mineralogical investigations of this deposit were carried out by M. Koděra (1959), but no tungsten minerals were reported in his paper. The vein filling originated according to M. Koděra (l. c.) during six mineralization stages with the following associations:

1. Quartz and insignificant amounts of pyrite, chalcopyrite and carbonates.
2. Polymetallic stage, with predominating sphalerite, galenite and quite subordinate chalcopyrite in a quartz-gangue. Rarely pyrite and dolomite(?) occur.
3. Chiefly quartz with fine-grained haematite (so called „Zinnopel") associated with very little amounts of pyrite and chalkopyrite.
4. Chalcopyrite-stage. Consits practically only of chalcopyrite and quartz. Quite sparse is pyrite whereas sphalerite and galena were observed only under the microscope.
5. Quartz-locally in the form of amethyst accompanied by quite subordinate amounts of chalcopyrite, pyrite, haematite, tetrahedrite(?) as well as siderite, calcite and aragonite-are reported for the fifth stage.
6. Siderite and barite dominate over calcite and quartz. Sphalerite, galenite, pyrite and marcasite occur rarely and in insignificant amounts.

In the upper parts of the Rozália-vein scheelite has been found only quite sporadically. Its light blue colour in the ultraviolet light indicates relatively low contents of molybdenum. In tungsten enriched are the deepest parts of the vein below the tenth horizon where scheelite forms fine impregnations or occurs in thin veinlets. In hand-specimens and ordinary light it is almost indistinguishable owing to its minute size, only exceptionally reaching 3 to 5 mm in dia-

meter. But even the finest disseminations can be discovered by their chrome-yellow to creamy luminescence under ultraviolet light.

The results of a partial analysis of the scheelite impregnated ore which showed 3,20 % WO_3 and 0,21 % MoO_3 are in good agreement with the luminescence-

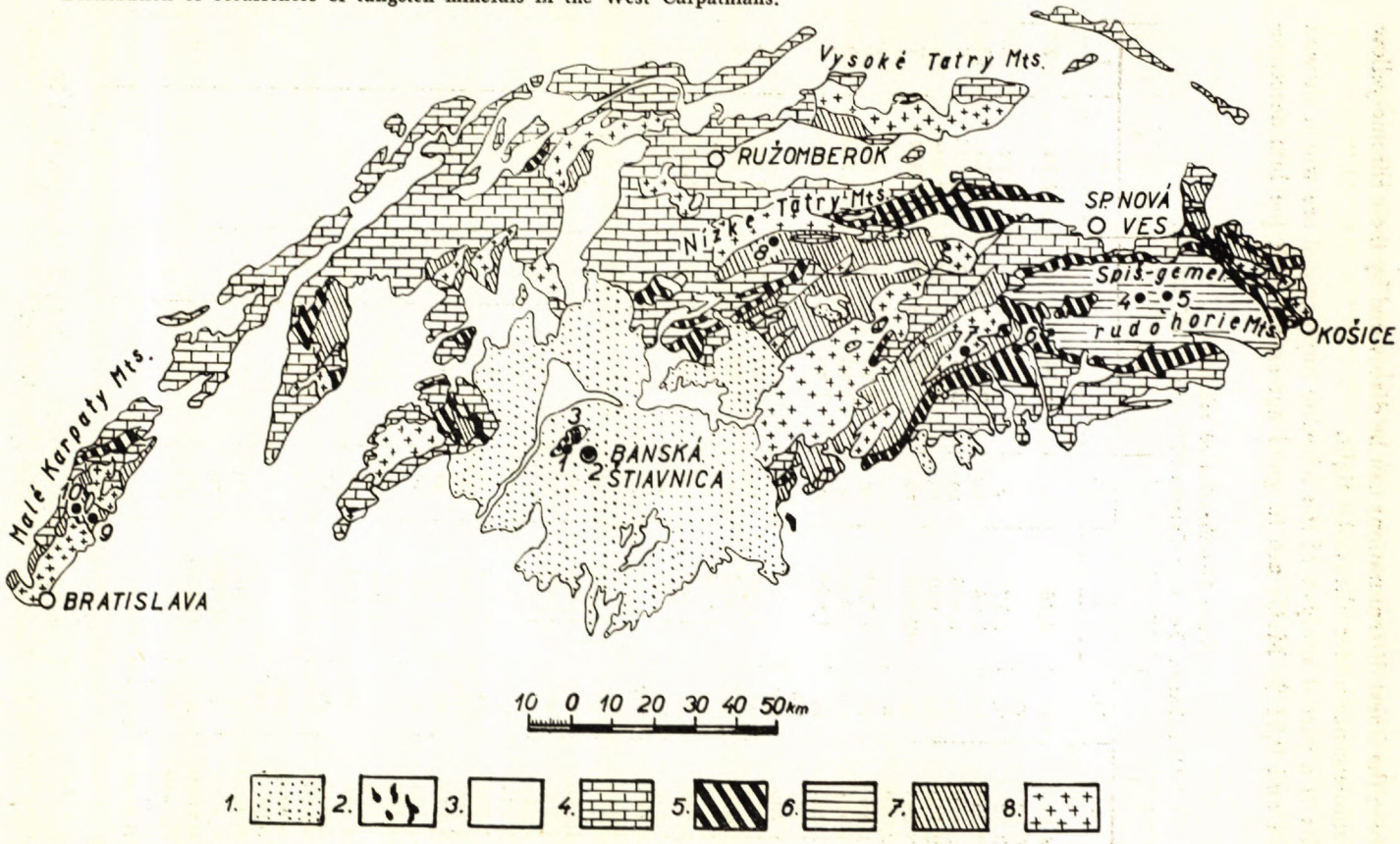
X-ray identification of scheelite

Co-radiation. Fe-filter; Camera 57,3 mm; 30 kV, 20 mA.

	1		2		3		4	
No	d	Im	d	Im	d	I	d	I
1	4,73	s	4,76	s	4,76	31	4,76	7
2	4,25	vw						
3	3,32	m	3,37	w			3,40	5
4	3,09	vs	3,08	vs	3,09	100	3,15	10
5	2,826	m	2,828	m	2,83	8	2,825	5
6	2,609	m	2,610	m	2,61	13	2,608	8
7	2,285	m	2,289	m	2,28	10	2,311	7
8	2,070	w						
9	1,980	w	1,987	w	1,98	5	1,989	5
10	1,911	s	1,920	s	1,92	23	1,925	9
11	1,842	m	1,850	m	1,85	8	1,858	7
12	1,797	vw						
13	1,709	vw						
14	1,674	m	1,680	m	1,67	10	1,685	6
15	1,620	w	1,624	w	1,62	5	1,630	5
16	1,579	s	1,584	s	1,58	20	1,590	9
17	1,540	m	1,550	m	1,54	10	1,549	7
18	1,436	w	1,437	w			1,442	4
19	1,413	vw						
20	1,377	w						
21	1,353	w	1,354	w			1,349	6
22	1,331	w	1,324	w			1,322	6
23	1,306	w	1,306	w				
24	1,245	s	1,245	s	1,24	10	1,250	8
25	1,225	vw						
26	1,206	m	1,202	m	1,20	3	1,206	5
27	1,189	m	1,186	m				
28	1,171	m	1,168	m	1,17	3	1,174	6
29	1,125	w	1,125	w				
30	1,108	w	1,108	w				
31	1,083	s	1,081	s	1,08	5		
32	1,042	w	1,042	w				
33	1,032	m	1,031	w				
34	1,010	s	1,009	s	1,01	3		
35	0,9999	vw						
36	0,9675	vw						
37	0,9610	w	0,9610	m				
38	0,9508	m	0,9508	m				
39	0,9360	s	0,9357	s				
40	0,9246	vw						
41	0,9135	vw						
42	0,9109	vw						

1. B. Štiavnica. Grüner — lode; 2. Hodruša. Rozália — lode; 3. Michejev, Ural No 522; 4. ASTM 1-0809. All powder photographs taken by J. Ďurkovičová.

Distribution of occurrences of tungsten minerals in the West Carpathians.



1. Andesites, rhyolites, rhyodacites, pyroclastics. Tortonian-Sarmatian; 2. Basalts. Pliocene-Quaternary; 3. Paleogene-Neogene-Quaternary; 4. Mesozoic; 5. Permian-Carboniferous; 6. Lower Paleozoic; 7. Crystalline schists; 8. Granitoids.

Occurrences of tungsten minerals:

1. Hodruša; 2. Banská Štiavnica; 3. Vyhne; 4. Spišská Baňa; 5. Tinesgrund; 6. Ochtiná; 7. Chyžné; 8. Jasenie; 9. Pezinok; 10. Pernek.

colour. This corresponds roughly to 7 % of powellite in the scheelite. The chemical composition of the scheelite is evidently not constant and varies considerably as follows from changes in the luminescence-colour.

The relations of scheelite to the mineralization stages reported by M. Kodéra (l. c.) were briefly discussed in a paper by Kantor — Eliáš (l. c.) No scheelite has been found in association with minerals which could be assigned to the first stage. It has been observed with galenite, sphalerite, chalcopyrite and other minerals that would correspond to the second mineralization stage of Koděra (l. c.)

In the products of the third stage made up mostly of quartz and haematite no W-minerals were found. Traces of W in haematite are reported by Z. Pácal (1956) without identification of any tungsten mineral. It is assumed that W is present either as a substitution in the haematite or as a member not yet observed of the wolframite series.

Abundant scheelite formed after the brecciation of the quartz-haematite filling of the third stage (Kantor — Eliáš l. c., Pl. XIV, Fig. 1, 2). By far the greatest amount of scheelite is undoubtedly associated with the chalcopyrite stage of mineralization though it also abounds in brecciated copper-ores forming narrow rims around chalcopyrite fragments. Sporadically scheelite has been found on typical quartz of the fifth mineralization stage.

The products of the earlier stages are often cut by thin irregular veinlets of carbonates (calcite) associated sometimes with barite and quite small amounts of sulphides which according to M. Koděra belong to the sixth stage. Scheelite is sparse in these youngest veinlets but the crystals reach sometimes up to 5 mm in diameter. The scheelite was usually deposited when carbonate ions appeared in the hydrothermal solutions following the boundaries of the calcite.

As already stated (Kantor — Eliáš l. c.) significant scheelite impregnations occur undoubtedly after the quartz-haematite stage and are most intensive in the fourth stage. They were also observed with abundant galena and sphalerite which may represent a local enrichment of Pb-Zn in the chalcopyrite stage instead of an equivalent of the second mineralization stage from upper parts of the vein. Close relations between chalcopyrite and scheelite are also evident from the fact that the latter increases in amount with depth where minerals of the chalcopyrite stage dominate or represent exclucively the productive zone.

Samples from the proper silver-bearing veins of the Hodruša-ore-field were only hastingly examinated owing to lack of time and the fact that the workings are practically abandoned. Indications of scheelite were found in the NNE—SSW skriking now exhausted „Schöpfer"-vein. It carried a rich silver mineralization in argentite, pyrargyrite, polybasite, pearceite, stephanite accompanied by metallic silver in the upper parts (F. Slavík 1926).

Chiefly coarse-grained calcite and quartz in two generations form according

to V. Zrůstek (1957) and F. Slavík (l. c.) the gangue whereas amethyst and rhodonite are subordinate.

Ore-minerals mainly sphalerite, chalcopyrite, galena and pyrite occur either in fine impregnations or small irregular patches. In this ore-type with Pb-Zn-Cu sulphides scarse impregnations of scheelite were found, which according to its luminescence colour is poor in molybdenum.

Similar indications of scheelite were identified SE of Vyhne (3) in samples comming from the now abandoned workings between the „Alžbeta" and „Nádej"-vein.

It seems reasonable to assume that silver ore veins of the Hodruša district carry only exceptionally and in quite insignificant amounts tungsten-minerals.

Banská Štiavnica (2). In the Young-Tertiary metallogenetic belt scheelite has been first recognized by the author in 1960 in samples from the deepest parts of the Banská Štiavnica deposit (Mi-3 drill hole chalcopyrite zone) kindly supplied by St. Polák. Informative investigations carried out later revealed scheelite in most veins of the district (Kantor — Eliáš l. c.). Impregnations of scheelite were found for example in samples from the following veins: Terézia, Špitáler, Bieber, Michal, Hymber, Grüner i. e. from all most important veins of the ore-field.

Richer scheelite impregnations occur mainly in the central part of the discrict in vicinity of the Michal-shaft. The tungsten mineral is usually fine-grained, reaching exceptionally 5—6 mm in diameter. Its luminescence colour in the ultraviolet is light blue. With increasing depth scheelite shows a tendency toward a light bluish to creamy luminescence based evidently on a gradual increase of the molybdenum content. In general scheelites from the Banská Štiavnica veins are markedly poorer in Mo than those of the Rozália vein in Hodruša, although in deeper zones scheelites of similar composition may occur too.

The near-surface parts i. e. the gold-silver and the lead-zinc zones of the veins are practically devoid of any tungsten mineralization. Only in the lower part of the polymetallic zone (Zn-Cu-Pb) sparse impregnations of scheelite appear, but are characteristic for the chalcopyrite zone. In a boring that traversed practically pure quartz-chalcopyrite veins 200—500 m below the deepest accessible horizon (V) only poor impregnations of scheelite were found. Scheelite is always irregularly distributed in the vein filling.

M. Koděra (1956) published his results about the paragenesis of the B. Štiavnica veins and gives also a comparision between the Rozália vein and those of Banská Štiavnica.

No tungsten minerals are known from the oldest „Zinopel"- and rhodonite period of mineralization although Z. Pácal (l. c.) reported as early as in 1956 traces of tungsten from the quartz-haematite („Zinopel") mineralization. In mineral associations corresponding to Koděra's second and third mineralization stages only quite sparse and insignificant impregnations of scheelite occur.

Scheelite deposited predominantly during the chalcopyrite stage of mineralization similar as in the Rozália vein in Hodruša. Quite rarely it was observed

in thiny veinlets cutting products of the fourth stage. These may belong either to the closure of the fourth, or to the fifth mineralization stage. No scheelite has been found in associations which according to Koděra belong to younger mineralizations stages.

Our investigations have shown that in the Neogene deposits of Banská Štiavnica—Hodruša the copper zone and the lower parts of the polymetallic zone may locally be enriched in tungsten minerals. A similar enrichment has been described from Baia Sprie in Roumania. Perspective in respect to discovery of tungsten minerals are also limestones cut by hydrothermal veins mainly when the chalcopyrite stage is developed. Tungsten may be further concentrated in contact- metamorphosed limestones in vicinity of Neogene volcanics.

W in the Gemeridy unit

Most important and numerous ore deposits of the West Carpathians occur in Pre-Mesozoic series of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts (Gemeridy unit). This unit has been during the Alpine orogenetic movements (Upper Cretaceous) overthrusted from South over the Tatroveporidy unit.

The central part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts is built (O. Fusán 1956 et al.) by the epimetamorphosed Gelnica series with flyschoid sediments and the products of a predominating acid (quartzporphyries, porphyroids) volcanism. On a limited scale diabases, lydites and carbonates appear in its upper part. A Cambrian to Silurian age suggested for this series by O. Fusán and others seems to be proved now by pollen analyses (Snopková 1962).

The Gelnica-series is discordantly overlain by the Rakovec- (phyllite-diabase-) series probably of Middle to Upper Devonian age. A mighty diabasic volcanism is characteristic for this series building mainly the northern parts of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

The sedimentation has been interrupted by Hercynian orogenic movements (Bretonian? Sudetian? phase) and renewed only during the Upper Carboniferous when shallow-water sediments were formed. Higher in the Carboniferous crystalline limestones, diabases and their pyroclastic and gabbroamphibolites occur, whereas locally the uppermost parts are characterised by the presence of green effusive quartzporphyries and their tuffs in a complex of sandy phyllites to conglomerates.

The basal Permian is built mainly by conglomerates, its middle part by an effusive- (quartzporphyries) sedimentary complex whereas in its upper parts variegated conglomerates sandstones and aleurites with gypsum occur (Ivanov 1953; Žukov 1961). Marine sediments with limestones are reported from the southern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts (Bystrický—Fusán 1955).

All important ore deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts are distributed in paleozoic complexes. Only certain haematite deposits related to the Lower Triassic diabase volcanism, the lead-zinc deposit Ardovo as well as insignificant indications of other mineralizations occur in Triassic rocks.

Large metasomatic magnesite deposits, siderite of both metasomatic origin and in veins, siderite-sulphide and quartzsulphide veins with dominating copper minerals, polymetallic veins with lead-zinc, nickel-cobalt veins, quartz-stibnite veins and other are the most important representatives of the hydrothermal mineralization in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

R. Schönenberg (1947) was the first to point to the zoning in the whole area and to stress its dependence upon granitic intrusions. The subject has been recently treated in the light of modern view about polyascendent zoning by C. Varček (1961, 1963) and J. Bernard (1961, 1963).

The most important siderite veins carrying barite occur near the northern and southern margins of the paleozoic anticlinorial zone whereas the products of the sulphidic stage (mainly chalcopyrite) show a pronounced tendency to accumulate in its central part. Siderite veins -if present-are here of economic value because of their copper contents. Quartz-chalcopyrite veins are numerous.

Quartz-stibnite veins regarded as the youngest ones are arranged in an independent zone stretching from the surroundings of Betliar in the W through Mníšek nad Hnilcom and Helcmanovce to Zlatá Idka in the East. They are localized practically in the axis of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. It is just in this antimony-bearing zone where tungsten minerals were found (Kantor 1953). In an earlier paper the author described the occurence at Spišská Baňa 4 km SW of Mníšek nad Hnilcom. Later scheelite has been discovered some 6 km ENE of this locality in the valley Tinesgrund E of Smolnícka píla and SE of Mníšek nad Hnilcom.

The epimetamorphosed flyschoid complex of the Gelnica series builds this stibnite-bearing area. Near Tinesgrund a larger quartzporphyry body outcrops. In other parts of the series quartzporphyries and their pyroclastics (porphyroids) are rather widely distributed. Locally small lense-shaped bodies of crystalline limestones and basic rocks (diabases, gabbroamphibolites) occur.

Spišská Baňa (4). Two parallel stibnite veins striking ENE—WSW 0,5 km and 1 km long have been worked up. Tungsten minerals were discovered in the southern one- the Rosabella vein. They are unknown from the Main lode carrying stibnite in a quartz gangue. Stibnite is in the Rosabella vein also by far the most important ore mineral; ferberite, scheelite, pyrite, chalcopyrite and native gold occuring sporadically. Some sulphomineral may locally also occur as indicated by traces of lead in spectral analyses. The gangue consists of quartz with less ankeritic carbonate.

The ferberite forms only rarely well developed simple crystals with prisms and pinacoids reaching up to 1 cm. Usually they show an irregular development and are clustered to patches. The colour of the ferberite is dark brown to nearly black, the streak nearly black. In thin sections it is opaque and under the chalcographic microscope usually no inner reflections are observed.

A chemical analysis carried out by V. Dvonč showed (Kantor 1953): FeO = 22,60 %; MnO = 0,46 %; CaO = 0,22 %; WO_3 = 76,79 %. The mineral is an extremely iron-rich ferberite, in the analysed sample intergrown with scheelite (cca 1,13 %). By spectrographic analysis no traces of Nb, Ta could be identified.

Scheelite forms corroded grains up to several mm and irregular patches. Intimate intergrowths with the ferberite where a simultaneous formation is probable were observed too. Scheelite is besides in most cases distinctly younger enclosing replaced remnants of ferberite. It shows a blue luminescence colour in the ultraviolet light and contains only traces of molybdenum.

Quartz has been formed practically during all vein-forming process. The tungsten minerals were deposited in its earlier stages, the ferberite first followed by the scheelite. Stibnite appears somewhat younger enclosing or cutting in thin veinlets the tungsten minerals. It formed mainly after ankerite.

The age relations between the tungsten minerals and the ankerite aren't satisfactorily cleared up. Usually the ferberite occurs in white to light-grey vein-quartz rich in stibnite and ankerite, the scheelite forming in such ores only sparse impregnations. On the other hand, specimens have been found on the dumps where this ore-type is associated with a grey vein-quartz carrying abundantly scheelite and some pyrite, but neither ferberite nor carbonates. The scheelite formed here at the expense of calcium from ankerite present in the other type. The unusually neat contact between both vein fillings and a lack of other suitable material owing to the fact that during our visit the gallery was unaccessible didn't allow to determine their time relations. Probably the scheelite — rich quartz is younger.

Tungsten minerals are irregularly distributed and were observed only in the deeper parts of the Rosabella vein.

T i n e s g r u n d (5) lies in the same antimony bearing zone as Spišská Baňa, representing probably its eastern somewhat to the North shifted continuation. We could examine only material from dumps of the now abandoned stibnite mines. The mineralization in Tinesgrund is essentially the same as in Spišská Baňa (Table 2, 3).

Stibnite predominates in a quartz gangue with less ankerite. Sparser are pyrite, arsenopyrite and scheelite. The tungsten mineral forms grains up to several mm in diameter, dissiminated in quartz and stibnite. The latter as well as a part of the quartz is markedly younger than scheelite. When scheelite and ankerite occur together, the first is corroded by the carbonate. Stibnite appears younger than ankerite.

A blue luminescence colour is characteristic for scheelite in ultraviolet light. Spectrographical analyses by G. Kupčo: Ca, W (100—10 %); Si (10—1 %); Sb, Fe, Al, Mg, Na (1—0%); Cu, Sr (0,1—0,01 %); Cr (0,01—0,001 %). The scheelite is extremely poor in molybdenum as indicated by the luminescence and spectrographical analysis.

No ferberite has been found in the samples examined, though by analogy with the Spišská Baňa deposit its presence in small amounts is quite possible.

Stibnite-ferberite-scheelite associations belong to rarely observed mineralizations. Similar deposits were described mainly from Bolivia (A h l f e l d 1932—1941).

It is possible that careful examination will reveal the presence of tungsten minerals also in other stibnite veins of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.

Near Ochtiná (6) indications of tungsten have been found in a quite different type of hydrothermal mineralisation, lying some 3 km W of the village. The geology of this area situated in the SW part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts has been recently studied by L. Snopko (1957). Two great tectonic

Table 2 **X-ray identification of scheelite**

Co-radiation. Fe-filter; Camera 57,3 mm; 30 kV, 20 mA.

	1		2		3	
No	d	Im	d	Im	d	Im
		s				
1	4,69	m	4,75	s	4,75	s
2	3,39	vw	3,40	vw	3,39	w
3	3,06	vs	3,09	vs	3,08	vs
4	2,812	m	2,826	m	2,819	m
5	2,596	m	2,609	m	2,610	m
6	2,280	m	2,285	m	2,285	m
7	2,069	w	2,077	vw	2,077	w
8	1,983	m	1,983	m	1,980	w
9	1,911	s	1,924	s	1,918	s
10	1,842	m	1,842	m	1,839	m
11	1,716	vw			1,714	vw
12	1,676	m	1,678	m	1,676	m
13	1,622	w	1,625	w	1,624	w
14	1,581	s	1,587	s	1,583	s
15	1,542	m	1,545	m	1,545	m
16	1,435	w	1,438	w	1,433	w
17	1,413	w	1,415	vw		
18	1,378	vw	1,377	vw	1,379	w
19	1,352	vw	1,349	w	1,352	w
20	1,326	w	1,325	w	1,327	w
21	1,305	w	1,302	w	1,305	w
22	1,256	vw	1,259	vw		
23	1,242	s	1,244	s	1,247	s
24	1,219	vw	1,225	vw	1,226	vw
25	1,200	m	1,206	m	1,203	w
26	1,188	m	1,188	m	1,188	w
27	1,169	m	1,171	m	1,169	w
28	1,125	w	1,125	w	1,126	w
29	1,108	w	1,108	w		
30	1,082		1,082	s	1,082	w
31	1,043	w	1,043	w	1,044	w
32	1,033	w	1,032	w	1,032	w
33	1,009	s	1,009	s	1,010	s
34	0,9981	vw	0,9994	vw		
35	0,9679	vw	0,9686	vw		
36	0,96617	m	0,9616	w		
37	0,9511	m	0,9508	w		
38	0,9357	s	0,9349	s		
39	0,9248	w	0,9254	vw		
40	0,9021	vs	0,9016	vs		

1. Spišská Baňa; 2. Jasenie; 3. Smolnícka Huta — Tinesgrund.

units, the Gemeridy and the Tatroveporidy are here in contact along a NE—SW striking overthrust-plane.

The Gemeridy unit is built in the western surroundings of Ochtiná mainly by Upper Carboniferous where two complexes have been distinguished by L. Snopko (l. c.):

Lower complex — quartzites and conglomerates with quartzose cement, conglomerats, sandstones, graywakes, light-coloured phyllites, dark phyllites, dark limestones, graphite schists. A. Abonyi — M. Abonyi (1962) ranged the lowermost part of the complex to the Permian mantle of the Tatroveporidy unit (conglomerats with quartz cement).

Middle complex — conglomerats with chlorite cement, tuffs and tuffites, diabases, chlorite schists, light-coloured crystalline limestones, dolomites, sericite phyllites.

On the eastern slopes of the Magura hill rocks of the lower complex are cut by a pyrite mineralisation forming both impregnated zones as well as small irregular veins, where pyrite is associated with quartz. The country rocks, predominately chlorite-sericite schists are intensively bleached in the mineralized NNE—SSW striking zone situated in proximity of the tectonic contact between the Tatroveporidy and Gemeridy unit.

The mineralization has been in the past worked up but now owing to the apparent exhaustion the mine (Čižko-mine) is closed and unaccessible. Only a quite limited material stood therefore at our disposal for investigation.

Pyrite is usually the only ore mineral visible by the unaided eye. Besides wolframite has been found in grains and crystals up to 3—4 mm long. It occurs in quartz veinlets carrying some pyrite, which cut older massive pyrite.

Table 3 **X-ray identification of wolframite**

Co-radiation. Fe-filter; Camera 57,3 mm; 30 kV, 20 mA, 5 hrs.

	1		2	
No	d	I	d	I
1	4,70		4,66	m
2	3,70	vs	3,63	m
3	2,911	vs	2,920	vs
4			2,828	w
5	2,457	m	2,463	m
6	2,342	w	2,378	w
7	2,173	w	2,182	m
8	2,033	vw	2,025	w
9	1,987	vw	1,994	w
10			1,895	vw
11	1,859	vw	1,865	w
12	1,810	w	1,830	w
13	1,754	m	1,764	s
14	1,699	s	1,706	s
15	1,576	w	1,584	w
16	1,499	m	1,513	m
17	1,445	w	1,461	w
18	1,428	m	1,434	m
19	1,362	m	1,373	m
20	1,311	w	1,319	w

1. Spišská Baňa; 2. Chyžné.

Microscopically and with the aid of ultraviolet light scheelite is also easy to determine (Table 4). Though occuring in association in wolframite it is markedly younger showing — all stages of replacement. Most of the scheelite carries remnants of resorbed wolframite. Only in few cases scheelite free of any inclusion could be observed.

The pyrite-wolframite-scheelite mineralization of Ochtiná shows no similarities to the other occurences of tungsten minerals in the Gemeridy unit. It has certain common features-predominance of earlier pyrite, association with later quartz- with the sulphide-hübnerite mineralization of Chyžné in the Tatraveporidy unit. It is highly probable that indications of tungsten minerals occur also in other hydrothermal veins of the Kohút zone and adjacent parts of the Gemeridy unit.

W in the West Carpathian Crystalline

Crystalline schists of Pre-Moskovian age with large eruptive bodies are characteristic for the „Core-Mountains" of the West Carpathians. In the outer zones of the Tatroveporidy-unit kata-rocks dominate whereas in the inner ones a lower mesozonal metamorphism took place.

	Hübnerite		Manganian Wolframite		Wolframite		Ferberite	
No	d	I	D	I	D	I	D	I
1	4,796	3	7,84	3	4,72	6	4,62	2
2	3,728	6	6,98	5	3,71	6	3,724	2
3			5,72	2	3,21	6	3,642	2
4	2,989	9	5,28	1	2,917	10	2,933	10
5	2,871	5	4,76	7	2,83	4	2,843	3
6	2,658	1	4,12	1	2,70	4		
7	2,567	1	3,77	6				
8	2,497	7	3,66	4	2,46	8	2,471	7
9			3,25	5	2,35	3		
10	2,292	2	2,952	10	2,26	2		
11	2,217	7	2,859	3	2,18	8	2,188	8
12	2,062	3	2,744	2	2,04	4	2,046	5
13	2,022	4	2,639	1	1,986	4	1,999	6
14	1,919	4	2,441	8			1,900	2
15	1,889	4	2,382	3	1,866	4		
16	1,838	5	2,267	1	1,810	3	1,823	4
17	1,783	8	2,201	8	1,758	6	1,765	8
18	1,721	8	2,050	3	1,702	8	1,711	10
19	1,639	2	1,999	4				
20	1,597	5	1,927	2	1,585	3	1,587	4
21			1,913	3			1,552	1
22	1,520	7	1,873	5			1,507	8
23	1,474	5			1,445	4	1,456	3
24	1,441				1,428	4	1,433	7
25	1,378				1,365	4	1,371	1
26	1,322				1,312	3	1,317	6

1. Harcourt — 86; 2. Kurbatov in Michejev — 527; 3. Harcourt — 104; 4. Harcourt — 82.

The Nízke Tatry Mts are not only the largest „Core-Mountain" but also by far the richest in ore deposits in the Tatraveporidy-unit. Especially numerous are hydrothermal veins in its western part (Ďumbier-subzone) and the adjacent Ľubietová—Staré Hory district.

Fundamental investigations about the metallogeny and geology of this area were carried out by J. Koutek (1930—1953). Numerous problems were treated in papers by D. Kubíny, Z. Pouba, J. Hák, J. Ilavský, I. Čillík, L. Snopko, J. Turan, J. Michalenko, I. Kravjanský and others.

In the northern part of the Ďumbier subzone chiefly granitoids outcrop. J. Koutek (1931) distinguished granodiorites of the „Ďumbier"-type as well as potassium-rich autometamorphosed granites („Prašivá"-type) regarding the intrusion as variscian. Later a Pre-Cambrian age has been postulated for these late to postorogenic granitoids (M. Máška — V. Zoubek 1960). According to absolute dating by potassium-argon method both types are variscian (Kantor 1959).

The southern part is built mainly by crystalline schists. Granitgneisses, paragneisses, locally with amphibolites, various types of migmatites and the anatectic granite of the „Králička"-type (V. Zoubek 1937) are the chief rocks.

Ore-veins occur in both the granitoids as well as in crystalline schists. J. Koutek (1951) ranged the mineralisation into the following groups:

1. Formation of iron carbonates. Siderite and ankerite veins locally with barite and small quantities of sulphides; 2. Quartzose stibnite-gold formation; 3. Quartzose lead formation; 4. Kiesous gold formation; 5. Transitions between these formations often exist.

J. Hák (1962) observed also certain similarities in the successions of minerals and regards all formations as formed from isogenic solutions. According to this extremistic hypothesis would for example all tetrahedrites have been deposited simultaneously regardless whether occuring in stibnite-, polymetallic- or siderite-veins.

Economically most important are in the N. Tatry Mts stibnite veins. The largest, now exhausted, deposit of the stibnite-gold formation is Magurka where a 4 km long vein carrying gold, stibnite, jamesonite(?), pyrite, galena, sphalerite, tetrahedrite, chalcopyrite and arsenopyrite in a quartz gangue has been worked up (Koutek l. c.). The veins cut mainly granitoids of the „Ďumbier"-type.

In the N. Tatry Mts tungstein minerals were first discovered by the author (Kantor — Eliáš l. c.).

The locality lies near Jasenie — Kyslá (8) 1 km N of the latter and 3 km to the South from the Magurka gold veins. Irregular veins strike NE—SW, roughly parallel to the boundary between the granitoid massiv and the migmatites of the southern slopes of the range. The distance between the border zone of the granodiorite (here enriched in inclusions) and the veins is 300 to 500 m. Outcrops of this vein-system can be with interruptions followed 3 km in strike. Migmatites with highly predominating orthocomponents form their immediate country-rocks.

Quartz is practically the only vein- filling always observable by the unaided eye. It occurs in two generations — one white, the other gray to dark grey-both strongly undulose indicating pre-tectonic origin. Sparse arsenopyrite and pyrite occur. Microscopically were identified sphalerite, galena and native gold as well

as scheelite. The latter occurs in the form of rounded grains usually not exceding 1 mm in diameter. Its distribution in the vein is very irregular. At places richer impregnations of scheelite follow the contact of the vein-quartz with the country rock.

The richest material showed 0,2 to 0,8 % scheelite. Gold contents ranging from traces to 6 g/t. are reported. In the ultraviolet light scheelite luminescences in blue-has no significant Mo contents. Tre X-ray identification is given on page 210.

Spectrographically has G. Kupčo determined: 1. *in scheelite:* W, Ca, Si, Fe, Al, Mg, Zr, Cr; 2. *in a heavy concentrate from the vein -filling:* Pb, W, Fe, Cu, Zn, Sn (10—1 %); As, Sb, Ca (1—0%); Bi, Mg, Cd, Ag, Ti, Co (0,1—0,01 %); Al, Mo, Sn, Na, Ni, Ba, Mn (0,01—0,001 %).

The analysis indicates that sporadically stibnite or some sulphomineral as well as chalcopyrite may also occur.

The mineralization discovered near Kyslá N. of the village Jasenie is a typical representative of the gold-scheelite formation hitherto unknown from the West Carpathians. Further investigations may reveal scheelite also in other stibnite and gold veins.

From the *inner zones of the Tatroveporidy-unit* tungsten minerals were found in the Kohút zone near the village Chyžné (7) 5 m NW from Jelšava (Kantor 1955).

The locality „Herichová" lies 3 km NNE of Chyžné in the eastern border of a granitoid intrusion. The crystalline schists show a relatively low grade metamorphism: sericite-albite-chlorite-phyllites to micaschists dominating around the intrusive body. Amphibolites occur rarely in small lenses. Farther northward biotite-phyllites and migmatitic rocks out-crop (Mišík 1953; Lehotský — Vrána — Klinec 1960). For the Kohút zone an intensive Upper-Cretaceous metamorphism has been determined by potassium-argon method (Kantor 1960).

Ore containing hübnerite has been found on the dumps of an old stibnite deposit. The stibnite vein strikes NE—SW and carries in a quartz gangue stibnite, pyrite, calcite and little amounts of sphalerite, galena and arsenopyrite. Hübnerite occurs in a compact pyrite-arsenopyrite ore. Besides sporadically occuring pyrrhotite lamellar marcasite-pyrite aggregates galena and jamesonite(?) represent the predominating pyrite with less arsenopyrite and quartz the first mineralization stage.

The second stage cuting in veinlets the minerals of the first one is formed mainly by quartz and small amounts of arsenopyrite, pyrite, jamesonite(?) and hübnerite. The latter forms elongated (up to 7—8 mm) prismatic crystals. Its streak and powder are brown to yellow-brown. Under the chalcographic microscope numerous inner reflections of brown-red colour are observed.

V. Dvonč determined in the hübnerite: MnO — 20,78 %; FeO — 3,96 %;

WO_3 — 75,30 %. In an other sample has M. Šulcová found 3,54 % FeO and 18,67 % MnO. The relations between the tungsten-bearing and stibnite mineralization couldn't be satisfactorily cleared up as the mine was during our visit unasccessible. No samples were found where both mineralizations occur in the same hand-specimen.

Conclusions

In the West Carpathian metallogenetic province tungsten minerals were found:

1. In *Neogene deposits* of Hodruša, Banská Štiavnica and Vyhne (scheelite);

2. In *Pre-Tertiary deposits of the Spišsko-gemereké rudohorie Mts.* In stibnite veins: Spišská Baňa (ferberite, scheelite) and Tinesgrund (scheelite). In a hydrothermal pyrite deposit-Ochtiná (wolframite, scheelite).

3. In *Pre-Tertiary deposits of the West Carpathian Crystalline.* In stibnite veins (earlier reports) near Pezinok and Pernek in the Malé Karpaty Mts (scheelite). In a pyrite-arsenopyrite mineralization near Chyžné (hübnerite) and in a gold-quartz vein near Jasenie in the Nízke Tatry Mts (scheelite).

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

REFERENCES

[1] Abonyi A. — Abonyi M., 1962: Geologische Verhältnisse zwischen den Gemeinden Turčok und Ochtiná unter Berücksichtigung der Magnesitlagerstätte. Geol. práce, Zprávy 24, Bratislava. — [2] Ahlfeld F., 1932: Über die Verteilung des Wolframs in der bolivianischen Metallprovinz. Chemie der Erde VII, Jena. — [3] Ahlfeld F., 1938: Epithermale Wolframlagerstätten in Bolivien. N. Jahrb. Min. Geol. 74 A, Stuttgart. — [4] Ahlfeld F., 1941: Zoning in the Bolivian tin-belt. Econ. Geol. 36, Lancaster. — [5] Bernard J., 1961: Regional primary zoning of ore vein fillings in the metallogenic region of Spišsko-gemerské rudohorie. Acta Univ. Carol., Geol. No. 1, Praha. — [6] Bernard J., 1963: Polyascendent regional zoning in the metallogenic region of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts, Czechoslovakia. Symposium Problems of Postmagmatic Ore-deposition, Praha. — [7] Bystrický J. — Fusán O., 1955: Über das Alter des sandigen Schichtenkomplexes in der Umgebung von Štítnik. Věst. ÚÚG 30, Praha. — [8] Böhmer M., 1961: Relations between Potassium Trachytes, Rhyolites and Mineralization in the Kremnica Ore-Field. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [9] Brlay A., 1963: in „Explanations to Geologic map 1:200.000, Sheet Nitra. — [10] Cambel B., 1959: Hydrothermale Lagerstätten in den Kleinen Karpathen, die Mineralogie und Geochemie ihrer Erze. Acta Geol. Univ. Comenianae No 3, Bratislava. — [11] Cotta B. — Fellenberg E., 1862: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. Freiberg. — [12] Fessl H., 1866: Paragenesis und Gangmineralien aus der Umgebung von Schemnitz. Jahrb. K. K. Geol. Reichsanst., Wien. — [13] Fiala Fr. — Pácal Zd., 1959: Some geochemical notes on the acid differenciates of the neovolcanites in the Kremnica Mts (Slovakia). Geol. práce, Zošit 54, Bratislava. — [14] Fiala Fr., 1962: Chemism of the neogene volcanites of the Kremnické Hory. Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [15] Fusán O., 1957: Paläozoikum der Gemeriden. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [16] Fusán O., 1960: Entwicklung des Baues des Gebirges Spišsko-gemerské rudohorie. Geol. práce, Zoš. 60, Bratislava. — [17] Fusán O., 1963: Explanation to the geological

map 1:200.000 Sheet V. Tatry. — [18] Helke A., 1936: Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegen Goldes. Archiv f. Lagerst., Berlin. — [19] Helke A., 1935: Die Gold-Silbererzgänge zu Schemnitz und Kremnitz in der Slovakei. Ber. Freiberg. Geol. Gesellsch. — [20] Ivanov M., 1957: Permischer Vulkanismus im Zips-Gömörer Erzgebirge. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [21] Kantor J., 1953: Über Wolfram in der Antimonit-Lagerstätte Spišská Baňa, SW von Mníšek nad Hnilcom. Geol. Sborník IV/1—2, Bratislava. — [22] Kantor J., 1956: Ein Hübnerit-Fund bei Chyžné im Zips-Gömörer Erzgebirge. Geol. práce, Zprávy 3, Bratislava. — [23] Kantor J., 1959: Contribution to the geochronology of granitoids from the Nízke Tatry Mts. (in Slovak). Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [24] Kantor J., 1960: The Cretaceous orogenetic processes in the light of a geochronological research of the crystalline schists of the Kohút zone. Geol. práce, Zprávy 19, Bratislava. — [25] Kantor J. — Eliáš K., 1962: On some new occurrences of scheelite in West Carpathian deposits. Manuscript. — [26] Kantor J. — Eliáš K., 1963: Scheelitfunde auf den Erzgängen von B. Štiavnica, Hodruša und Vyhne. Geol. práce, Zprávy 27, Bratislava. — [27] Koděra M., 1956: Paragenese und Chemismus des Teresa-Ganges in Banská Štiavnica. Geol. práce, Zošit 42, Bratislava. — [28] Koděra M., 1959: Die paragenetische und geochemische Untersuchung des Rosalia-Ganges zu Hodruša. Geol. práce, Zošit 54, Bratislava. — [29] Koutek J., 1930: Études géologiques dans la partie nord-ouest de la Basse Tatra. Sborník SGÚ IX, Praha. — [30] Koutek J., 1931: Géologie du versant nord-ouest de la Basse-Tatra. Knihovna SGÚ 13/A, Praha. — [31] Koutek J., 1951: Ore-deposits in the western part of the Nízke Tatry Mts. Manuscript. — [32] Mišík M., 1953: Geologische Verhältnisse zwischen Jelšava und Štítnik. Geol. Sborník IV/1—2, Bratislava. — [33] Pácal Z., 1956: Wolfram im Hämatit aus Banská Štiavnica. Sbor. ÚÚG, XXIV, Praha. — [34] Rozložník L. — Šalát J., 1956: Bericht über geoolgische Kartierung in der Umgebung der Teiche Hodrušské rybníky, westlich von Banská Štiavnica. Geol. práce, Zprávy 7, Bratislava. — [35] Schönenberg R., 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpathen). Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 99. — [36] Slavík Fr., 1929: Report on mineralogy and geology of the Scöpfer vein. Unpublished manuscript. — [37] Snopko L., 1957: Vorläufige Ergebnisse des Studiums der Stratigraphie der Karbonschichten im Gebiete des Flusses Slaná. Geol. práce, Zprávy 11, Bratislava. — [38] Snopková P., 1962: Preliminary report on palynological investigations in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Manuscript. — [39] *Tectonic development of Czechoslovakia*, Praha, 1960. — [40] Varček C., 1961: Zonale Verteilung der hydrothermalen Vererzung im Zips-Gömörer Erzgebirge und Einfluss des geologischen Milieu auf Charakter der Mineralisation. Geol. práce, Zošit 60, Bratislava. — [41] Varček C., 1963: Specialities of regional zoning of hydrothermal mineralisation in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts, Czechoslovakia. Symposium Problems of Postmagmatic Ore-Deposition, Praha. — [42] Zoubek V., 1936: Bemerkungen zum Kristallin der Westkarpaten. Věst. SGÚ XIII, Praha. — [43] Zrůstek V., 1957: Beitrag zur Paragenese und Petrographie der Erzgänge von Hodruša. Geol. práce, Zošit 47, Bratislava.

Explanations of Plates I—IV

Plate I

Fig. 1 Scheelite in polymetallic ore. Galena (white), sphalerite (grey) with numerous exsolution-particles of chalcopyrite cut by a quartz veinlet. Hodruša, Rozália vein, polished section. 140×. — Fig. 2 Scheelite (white) in brecciated chalcopyrite ore. Fragments of chalcopyrite (cp), quartz and country-rocks cemented by quartz and scheelite. The latter is concentrated mainly

in narrow rims around fragments. Hodruša, Rozália vein, natural size, ultraviolet light. — Fig. 3 Idiomorphic scheelite on quartz crystals lining a vug Banská Štiavnica, Špitáler vein. 12×. — Fig. 4 Ferberite (black) with interstitial scheelite (grey) in quartz. Spišská Baňa, Rosabella vein, thin section, 140×.

Plate II

Fig. 1 Typical quartz-stibnite ore. Tinesgrund, Stibnite vein, hand-specimen, 3×. — Fig. 2 Same as above. Ultraviolet light. Distribution of scheelite good visible.

Plate III

Fig. 1 Quartz-stibnite-scheelite ore. Scheelite (light-grey) brecciated and pierced by numerous veinlets of stibnite (white) and quartz (grey). Tinesgrund, polished section, 14×. — Fig. 2 Fragments of older arsenopyrite in quartz lined by minute crystals of later arsenopyrite(?). Tinesgrund, polished section, 50×. — Fig. 3 Scheelite (light-grey) cut by younger stibnite veinlets (white) and replaced by carbonate (grey). Quartz-dark grey, relief. Tinesgrund, polished section, 50×. — Fig. 4 Irregular corroded scheelite grain in goldbearing quartz with numerous inclusions. Jasenie, Šifrová valley, Thin section, 140×.

Plate IV

Fig. 1 Dense pyrite-ore cut by a quartz veinlet carrying wolframite (arrows) and pyrite. Ochtiná, Čižko-adit, polished section, 6×. — Fig. 2 Wolframite (light grey) replaced by scheelite (grey) in a quartz gangue (dark). Ochtiná, Čižko-adit, polished section, 230×. — Fig. 3 Scheelite in quartz. Ochtiná, polished section, 230×.

TIBOR ĎURKOVIČ

CLASTIC SEDIMENTS OF THE DUKLA FOLDS

(Flysch of Eastern Slovakia)

New results on the geological structure of Dukla Folds are compiled in the recent works of B. Leško — J. Nemčok — T. Koráb (1960) and B. Leško (1964). More detailed data of sedimentological character are given from the Polish side by L. Koszarski — A. Slaczka — K. Żytko (1961). Detailed stratigraphic analysis of Dukla Folds sequences on micropaleontological basis is given by O. Samuel (1963). The listed authors proposed the following stratigraphic scheme of the Dukla Folds: Krosno beds — Oligocene; Menilite beds — Upper Eocene-Oligocene; Submenilite beds — Paleocene-Upper Eocene; Upper Cretaceous beds — Turonian-Lower Paleocene.

Lithology

Upper Cretaceous Beds

Upper Cretaceous beds are developed in two lithologic units. The lower series is characterized by microrhytmic sequences with sandstones, siltstones and claystones. Occasionally occur pelocarbonates either as beds or concretions in claystones. The series is known in the folds of Dukla as Lupkow beds (B. Leško — J. Nemčok — T. Koráb 1960). In the profile of Zboj creek near Zboj intercalations of variegated red and green claystones were found at the basis of Lupkov beds.

The ratio of sandstones and siltstones to claystones in the Upper Cretaceous series varies greatly in particular profiles. The ratio locally reaches 1:1 and sometimes is 2:1 in favour of sandstones and siltstones. Sandstone beds max. 300—500 cm thick increase toward the top of Lupkov beds. These beds alternate with flysch sequences in microrhytmic development. This series has been called by the above authors as Cisna beds.

Prevailing type of bedding in the microrhytmic flysch development mainly of Lupkov beds is the convolute lamination and lamination in general. This structure and its abundance is controlled by the presence of siltstones and fine grained sandstones. In thicker sandstone layers the prevailing type is the homogene bedding. Graded bedding appears sporadically.

In the upper parts of homogene bedded sandstones frequently occur wave lamination and small size diagonal bedding. On the lower planes of bedding are abundant imprints and scratches. From bioglyphes occur worm imprints rarely *Zoophycus* and *Bullia.*

Among the clastics fine grained sandstones (76 %) prevail over medium grained sandstones (11 %) and siltstones (12 %). It is an interesting fact that there are no differences in grain size between thick beds of sandstones (300—500 cm) and layers 20—30 cm thick. Sandstones in majority are fine grained regardless to the thickness of the sediment. Coarse grained sandstones occur occasionally in the series usually at the basis of graded beds. Concerning the petrography subgraywackes (70 %) prevail over graywackes (16 %), quartzose sandstones (12 %) and arkosic sandstones (2 %).

Upper Cretaceous claystones are gray in colour. They contain the lowest amount of clastic admixtures within the whole Dukla folds units. Carbonates are represented by calcite and siderite and clay minerals by illite. Mineralogical composition of claystones is monotonous only with changing ratio of the components.

Pelocarbonates occur most frequently as layered bodies. As concretions in claystones are less abundant. They are formed predominantly of siderite and minor calcite. The Upper Cretaceous series contain bluish-gray pelitic rocks by composition coresponding to marlstones. Sometimes contain fucoids.

Submenilite Beds

The transition from the Upper Cretaceous series into Submenilite beds is sometimes characterized by the increase of claystones and retreat of sandstones. The upper transition into Menilite beds is gradual and remarkable by the occurence of typical members of Menilite beds (chocolate colour claystones, pelocarbonates, silicites).

Concerning the lithology the Submenilite Eocene sequence shows a well developed rhytmic character of sedimentation characterized by frequent alternation of sandstones and claystones. Conglomerates in this series occur sporadically. In the Submenilite beds the micro-rhytmic flysch sequences alternate with thicker layers of sandstones differing from those of the Upper Cretaceous by coarser grain.

Clastic members of the Submenilite Eocene represent in majority bedded forms. In exceptional cases occur slump bodies of smaller dimensions. Graded bedding is characteristic for thicker sandstone beds. Abundant is homogene bedding combined in the upper parts with lamination. Diagonal bedding of small dimension

and convolute lamination occur in siltstones. Slump fragments are frequent in sandstones. Conglomerates occur in some cases at the basis of graded sandstone beds. Average median of grain size is 5—6 mm. Main components of conglomerates are quartz and fragments of quartzites, phyllites and gneisses. In subordinate amounts occur fragments of eruptive and sedimentary rocks.

Among the clastic sediments predominating are the fine grained sandstones (48 %), siltstones (21 %) medium (16 %) and coarse grained (14 %) sandstones. The Submenilite beds contaion in average the highest amount of coarse grained sandstones in the whole Dukla Folds Unit. As for the petrography subgraywackes (73 %) prevail over quartzose sandstones (22 %), graywackes and arkoses (2 %).

Submenilite beds claystones are gray in colour. Among the carbonates prevail calcite, dolomite and occasionally siderite. From clay minerals was determined illite.

A special lithotype in Submenilite beds is represented by *„variegated beds"*.

Menilite Beds

The series is composed of claystones, siltstones, sandstones, pelocarbonates and silicites. Between the Menilite beds and underlying Submenilite beds as well as overlying Krosno beds are gradual transitions. Detailed stratigraphic and facial division of Menilite beds in territory of Slovakia was given by B. Lešk o (1960). Contransting with other Dukla Folds series sandstones and siltstones in Menilite beds occur only seldom.

According to grain size predominant are fine grained sandstones (67 %) over siltstones (25 %) and medium grained sandstones (8 %).

Concerning the petrographic composition prevailing are quartzose sandstones and subgraywackes (41 %) over graywackes (17 %). Quartzose sandstones of Menilite beds show better sorting of clastic components and somewhat better rounding of quartz grains as compared with other series.

Claystones are chocolate-brown to darkgray in colour and contain the highest average ratio of $C_{org.}$ (1,7 %) in the whole Dukla Folds Unit. The highest is also the pyrite amount. On the contrary the lowest among all claystones is the average $CaCO_3$ ratio (2,2 %).

Pelocarbonates form 20—40 cm intercalations. Prevailing type is the Fe-dolomite. Bedded pelocarbonates predominate over concretionary types. Silicites occur exclusivelly in Menilite beds and represent here a characteristic lithotype. Silicites form bedded bodies composed of microcrystalline quartz.

Krosno Beds

Represent the youngest stratigraphic member of the Dukla Folds Unit. They appear in two facial developments. The first is characterized by rhytmic sequences of mainly siltstones and fine grained sandstones alternating with calcareous claystones. In the second facial type the clastic members are nearly absent and if present than only occasionally in the form of claystones.

According to grain size classification of clastic members predominating are siltstones (95 %) over fine grained sandstones (5 %). Petrographically the majority of clastics corespond to the subgraywackes (57 %) and graywackes (43 %). The Krosno beds claystones are light gray in colour. Contain the maximum average $CaCO_3$ (11,5 %) among all Dukla Folds claystones. Prevailing carbonates are calcite and dolomite. From clay minerals occur illite and minerals of mixed I—M structures. Sporadically present is kaolinite.

Petrographic Character of Dukla Folds

Clastic Rocks

In rhytmic sequences of the studied rocks the *conglomerates* occur only in Submenilite beds at the basis of graded sandstone beds. The maximum thickness of conglomerates reaches 40—50 cm. Frequently occur as 10—20 cm intercalations in various parts of sandstone strata. Conglomerates are characterized by irregular interrupted, often pinching out layered bodies.

Average grain size Md is 5—6 mm. The shape of fragments is angular in quartz and resistent rocks (quartzites, cherts). Limestone fragments are well rounded. Interspace is filled by matrix composed of sand and clay usually without calcareous matter.

The main components of conglomerates are quartz and quartzite fragments. Quartzites belong to sericite — muscovite and muscovite — chlorite — sillimanite types. Further identified were plagioclase gneiss fragments with titanite and phyllite. Ocassionally occur fragments of microgranular limestones and cherts. Other minerals are orthoclase, biotite, muscovite (prevailing). Planimetric analyses:

	1.	2.	3.
quartz	34,7 %	7,0 %	11,5 %
feldspars	9,3	8,2	5,0
quartzites	10,0	55,2	61,5
phyllites	—	4,7	—
matrix	46,0	24,9	22,0

Material source for conglomerates must have been located in the crystalline zones mostly in metamorfic rocks (quartzites, phyllites, gneisses, most of quartz). Only subordinated are minerals of eruptive rocks (feldspars) and sediments (cherts, limestones).

Concerning the classification, F. J. Pettijohn (1957) and J. Petránek (1963) divided the psefites into genetically limited groups according to the structural character (relation of groundmass to coarse particles) maturity and origin of material. As the main criterion serves the amount of finegrained matrix. In this respect two principal types of psefites may be distinguished. In the first type the fragments are in direct contact whereas in the other one are disseminated in the matrix. At places where the fragments touch each other a sort of framework is formed and the intergranular space remains either free or is filled usually by sandy matter. These rocks originated by a normal sedimentation of material from water currents and are called orthoconglomerates.

Rocks with predominance of matrix (mainly silt) over fragments are called paraconglomerates and the above authors regarded them as psefites with „inconsistents" framework. Paraconglomerates originated from dense environment first of all from turbidity currents.

From this point of view the investigated rocks represent a transitional type between ortho and paraconglomerates. In some cases the direct contact of clastic fragments may be observed while in others the fragments are isolated by matrix. The rocks however cannot be regarded as true paraconglomerates. The predominance of matrix over clastic particles is not sufficient.

The further classification criterion is the maturity of sediments. The most constant components of conglomerates are quartz, quartzite and cherts pebbles which are gradually increasing by a simultaneous decrease of less resistant pebbles. This evolution leads to the higher stage of structural and mineralogical maturity. The predominance of quartz and quartzites indicates the effect of sorting processes before the deposition. The sorting on the other hand has not been sufficient to form rounded clastic fragments.

Graded bedding in conglomerates, missing diagonal bedding the presence of clay matrix, flute and load casts determined at the conglomerate basis prove the deposition from turbidity currents.

Sandstones and Siltstones

Grain sizes of sandstones and siltstones have been studied in thin sections by the determination of maximum diameters of cca 100—200 grains. Median averages (Md) and sorting coefficient (S_o) for particular series are given in tab. 1.

Tab. 1

beds	Md (mm)	S_o
Krosno	0,047	1,48
Menilite	0,12	1,35
Submenilite	0,18	1,63
Upper Cretaceous	0,12	1,64

Listed average values have been calculated from the whole amount of samples (min. 50 pcs from every series). As indicated in Tab. 1. the average Md grain size show little diference for particular series. Extremly low Md value (0,047 mm) in beds of Krosno reflects the majority of siltstones in this series. Maximum Md average of grain size show Submenilite beds. The negligible differences in grain size of sandstones indicate in general uniform transportation power of currents in various stratigraphic horizons carying the clastic material into the sedimentation environment. The clastics concerned were fine grained sediments filling the central parts of the flysch geosyncline where the transportation power of currents was relatively small.

Low values of sorting coefficient (S_o) are due to the method of investigation (mainly the construction of cummulative curves) on the other hand they depend upon the relatively good sorting of fine grained flysch clastics. The values are all below 2 and according to P. D. Trask (1932) characterize well sorted sediments.

Small differences in the average values of grain size median and sorting coefficient indicate a uniform manner of sedimentation of sandstones and siltstones in particular series of Dukla Folds.

The percentage of grain size classes of sandstones and siltstones for the different series is in Tab. 2. The calculation was made according to the number of collected samples (50—100 samples from each series). Therefore the given values characterize only roughly the true representation of rocks of particular granularity class in various series.

Tab. 2

Beds	siltstones	Fine	Medium	Coarse
		grained sandstones		
Krosno	95,0 %	5,0 %	—	—
Menilite	25,0	66,7	8,3	—
Submenilite	20,8	48,5	16,5	14,2
Upper Cretaceous	12,0	76,4	11,6	

Grain size intervals adopted are the following: siltstone (0,05—0,01 mm), fine grained sandstones (0,05—0,25 mm) medium grained sandstone (0,25—0,5 mm) coarse grained sandstone (0,5—2 mm). Tab. 2. indicates that the most abundant rock in the folds of Dukla are fine grained sandstones and siltstones.

For the *classification of quartz grains roundness* in flysch sandstones we have adopted 5 stages of visual classification scheme of F. J. Pettijohn (1957). The quartz grains roundness of Dukla Folds has been studied with four types of sandstones.

Tab. 3 values were calculated from 20 thin sections of various types. (Fig. 1.)

Tab. 3

	1.	2.	3.	4.	5.
quartzose sandstones	29,10 %	38 %	17,6 %	10 %	4,6 %
graywackes	34,10	49,6	10,04	5	1,4
subgraywackes	32,20	42,8	14,5	7,6	2,8
arkosic sandstones	40,6	41,0	13,2	3,4	1,6

Roundness classes: 1. angular, 2. subangular, 3. subrounded, 4. rounded, 5. well rounded.

From the values obtained roundness medians were graphically determined: quartzose sandstone 2,5, graywacke 2,2, subgraywacke 2,3, arkosic sandstone 2,2.

The results are approximately similar for all types of sandstones. In all of them angular and subangular grains prevail. The relations between the roundness of quartz grains and grain size median (Fig. 2) indicate that roundness median of quartz grains in size 0,05—0,5 mm is more or less constant.

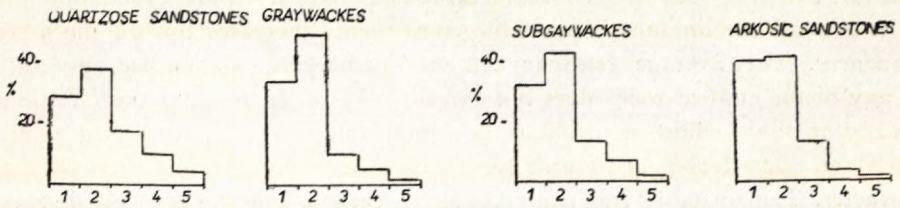


Fig. 1. Diagram showing the roundness of quartz grains of sandstones. Roundness classes: 1. angular, 2. subangular, 3. subrounded, 4. rounded, 5. well rounded.

Concerning the sedimentation conditions of particular sandstone types according to the relatively uniform roundness of quartz grains in all types seems probable that quartzose sandstones as well as graywackes originated by similar transport and in similar sedimentation environment. According to Ph. H. K u e n e n (1958) in the rocks with low granularity any substantial changes in roundness of quartz grains could not have been expected.

Mineralogical Composition of Sandstones and Siltstones

Quartz and stable rock fragments are the predominant constituents of sandstones and siltstones. Abundance of quartz was studied together with stable rock fragments. As stable rock fragments occur quartzites giving the *q* value (quartz and stable rock fragments) a true representation of quartz in the studied rocks.

Average *q* values in per cent and average values of elongation coefficient of quartz grains for individual series are in tab. 4.

T a b. 4

Beds	q	kE
Krosno	44,8 %	1,68
Menilite	65,9	1,58
Submenilite	69,5	1,59
Upper Cretaceous	62,1	1,70

According to J. B o k m a n (1952) the average kE values for quartz grains of granite origin are 1,4 whereas 1,7 of metamorphic origin. Statistically obtained kE values for quartz grains of the studied clastics indicate for the majority of quartz metamorphic origin. Considerable amount of quartz grains derived from

acid eruptive rocks (most probably granites) cannot be however excluded. In the studied clastics occasionally occur fragments of *cherts* and *quartzites*.

Feldspars and unstable rock fragments are much less frequent. The average value of constituent *f* (feldspars and unstable constituents) is: Krosno-beds 22,1 %; Menilite-beds 6,1 %; Submenilite-beds 3,6 %; Upper Cretaceous 4,4 %.

In general the amount of unstable constituents increases toward the younger sequences. The average feldspar content (orthoclase, plagioclase, microcline) in any of the studied rocks does not exceed 3—4 %. Increase of the *f* value goes mainly on the account of unstable rock fragments (Fig. 3). Authigene feldspars are absent. The feldspars were derived from acid to intermediate rocks of granite character. The unstable fragments comprise various limestones, melaphyres and phyllites. Muscovite is prevailing over biotite.

The *clay component* is forming the matrix of the majority of studied sandstones and siltstones. In the studied rocks the clay component occurs as basal ground mass (matrix prevailing over fragments) als well as the ground mass of pores (filling the pores among the contacting clastics).

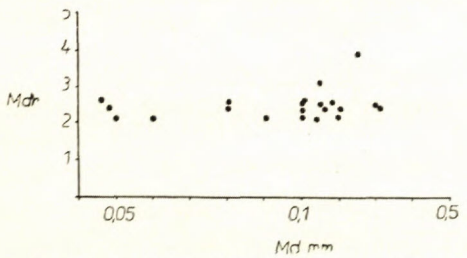


Fig. 2. Relation between the Md roundness of quartz grains and Md granularity in sandstones.

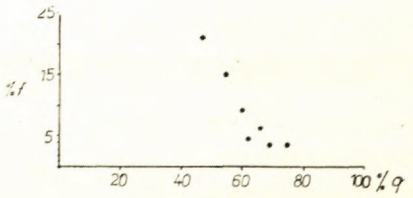


Fig. 3. Relation between the stable (q) and unstable (f) components of sandstones.

The matrix is formed of clay component (illite) with carbonatic admixture. After recrystallization the carbonates appear in the form of irregular concentrations in the clay component. The matrix contains further quartz and muscovite. The average percentage of matrix (*c*) is: Krosno-beds 34,01 %; Menilite-beds 28,10 %; Submenilite-beds 26,90 %; Upper Cretaceous 33,50 %.

The Cement of Sandstones and Siltstones. As cement is regarded chemogene constituent in clastic sediments formed by secondary processes of diagenesis among the grains and in the pores of a deposited rock (J. Petránek 1963). The degree of rock consolidation is controlled by the cement. Cement must be distinguished from the matrix which is a primary rock component. In the studied rocks predominantly fine grained clastics the cement is made of calcite. Its texture is porous.

The average representation of carbonate cement with Upper Cretaceous and Submenilite beds is given in tab. 5.

Tab. 5

Beds	Subgraywackes	Quartzose Sandstone	Graywackes
Upper Cretaceous	14 %	39 %	14 %
Submenilite	11	38	—

Maximum average amount of carbonate cement appears in quartzose sandstones.

Authigene Minerals. Predominating authigene mineral in these rocks is calcite. Relatively abundant is also glauconite. By the increase of clay matrix the glauconite amount decreases. In subordinate amounts occur pyrite, chlorite and phosphates.

Heavy minerals were obtained by mechanical crushing of sandstones and separation in bromoforme. The grain size of separated fraction was 0,25—0,05 mm. Determined were the following minerals: zircon, rutile, tourmaline, garnet, apatite, staurolithe, hypersthene, disthene, hornblende, titanite, epidote, pyrite and ilmenite. Calculations were made only from the first six minerals. (The rest is rather exceptional.)

Review of heavy minerals is given in Tab. 6. According to J. Tokarski (1946) zircon and garnet are characteristic for the flysch units of Polish Carpathians. The behavior of these two minerals is opposite. With the increase of one decreases the amount of the other. In the same sense appear garnet and zircon described by G. Woletz (1955) from the Upper Cretaceous and Paleogene of Wienerwald flysch. Garnet is prevailing in the Upper Cretaceous whereas zircon in Paleogene.

Tab. 6

	min.	average	max.
Upper Cretaceous			
Zircon	1*	11	56
Rutile	1	11	24
Tourmaline	1	10	22
Garnet	12	64	97
Apatite	2	7	19
Staurolithe	1	5	12
Submenilite beds			
Zircon	4	27	62
Rutile	5	14	29
Tourmaline	3	13	35
Garnet	4	40	78
Apatite	1	6	22
Staurolithe	1	1	3

	min.	average	max.
Menilite beds			
Zircon	60	64	72
Rutile	12	13	16
Tourmaline	7	10	13
Garnet	4	8	14
Apatite	1	2	3
Krosno beds			
Zircon	30	44	65
Rutile	1	10	32
Tourmaline	9	27	50
Garnet	3	11	25
Apatite	9	16	25
Staurolithe	4	6	10

* %

Similar relations between garnet and zircon were determined also in Dukla Folds. The zircon content increases toward the younger series, while garnet is decreasing (Fig. 4).

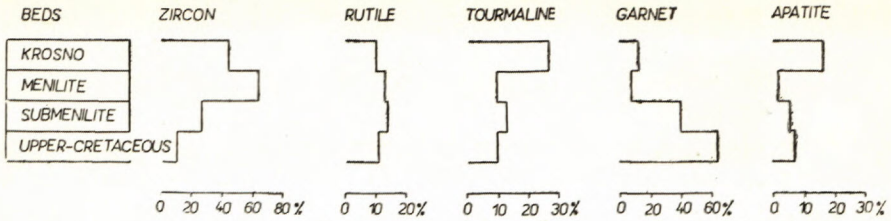


Fig. 4. Average values of heavy minerals representation in Dukla Folds sandstones.

From the Soviet sector of Carpathians F. P. Temnjuk and O. S. Rjabokon (1961) described the occurence of garnet opposite to that of Dukla Folds. According to the above authors the amount of garnet is increasing from Upper Cretaceous toward the younger sediments.

Two genetic associations of terrigene minerals were distinguished in the flysch zone: 1. association typical for minerals derived from older sediments (zircon, rutile, tourmaline); 2. association typical for metamorphic sources (garnet, staurolithe, disthene, chlorite, biotite).

Basing upon the above data F. P. Temnjuk — O. S. Rjabokon (1961) determined two source areas. One of the NE of the studied area composed of older sediments from which zircon, rutile and tourmaline were derived without metamorphic rocks. The other source area to SW composed of metamorphic paleozoic rocks producing garnets, staurolithe, biotite and chlorites.

The above proposed divisions of source areas is very schematic indeed mainly if compared with the relations between the associations of heavy minerals and systems of currents determined in particular sequences (Koráb — Nemčok — Ďurkovič — Marschalko 1962). Relatively high amount of garnet occurs in Upper Cretaceous with a NE—SW transport direction and in Submenilite beds with SE—NW transport direction. It seems that heavy minerals were derived from one source area primarilly composed of both sediments and metamorphic rocks.

Organic Remnants. The most frequent fossil remains in the studied clastics are globigerines either calcified or pyritized. Less abundant are foraminifers of rotalia and textularia type. Coraline algae are most abundant in sandy and organodetritic limestones. Less frequently occur in sandstones. To the rare fossils belong nummulites and discocyclines. The organic remnants in average do not exceed 2—3 %.

Chemical Composition of Sandstones

The chemical composition of sandstones (G. V. Middleton 1960) is controled by geological processes active before and during the sedimentation of sandstones. The chemical composition of sandstones depends to a great extent

also upon the diagenetic processes effective after the deposition of the clastics. Sandstone analyses from the Upper Cretaceous and Submenilite sequences of Dukla Folds are given in Tab. 7. The arithmetic mean (8) is compared with the average sandstones composition (7) of F. W. Clarke (1924).

Tab. 7

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO_2	92,85 %	84,87 %	65,12 %	61,67 %	57,67 %	54,53 %	78,66 %	69,45 %
TiO_2	0,31	0,40	0,42	0,42	0,71	0,68	0,25	0,49
Al_2O_3	2,40	8,32	5,17	4,41	7,57	6,94	4,78	5,80
Fe_2O_3	0,70	0,75	1,77	1,09	1,19	1,10	1,08	1,10
FeO	0,13	0,68	1,31	0,75	0,92	0,89	0,30	0,78
MgO	0,56	0,98	4,61	1,52	1,72	1,38	1,17	1,79
MnO	0,24	0,11	0,09	0,09	0,15	0,22	tr.	0,12
CaO	0,97	1,30	8,48	14,73	14,32	16,96	5,52	9,46
Na_2O	0,04	0,04	0,49	0,68	1,16	1,00	0,45	0,56
K_2O	0,24	0,06	0,74	0,64	1,44	1,36	1,32	0,80
H_2O^-	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06	0,08	0,31	0,04
H_2O^+	1,61	2,55	11,90	13,78	13,56	15,52		9,82
P_2O_5	0,01	0,04	0,03	0,02	0,03	0,05	0,08	0,03
SO_3	0,10	0,23	0,95	0,55	0,16	0,15	0,07	0,35
	99,86	99,65	99,77	99,60	99,68	99,89	100,41	100,59

The confrontation of results indicated the following differences in composition of our sandstones: average SiO_2, K_2O, P_2O_5 amount lower, higher averages of all remaining oxides. No. 1—3 samples contain clay matrix, No. 4—6 samples are cemented by calcite. Sandstones with carbonate cement show higher content of MgO than sandstones with clay matrix. MgO is fixed as carbonate in the cement.

Sandstones with carbonate cement are more rich also in TiO_2, Fe_2O_3, Na_2O and K_2O. Al_2O_3 amount is highest in No. 2 sample (Upper Cretaceous graywacke). In other samples the Al_2O_3 content is lower, inadequate however to the amount of the clay component of sandstones. A gross proportionality is observed in K_2O : Na_2O ratio. With the increase of one increases also the other compound. The differences in chemical composition of sandstones are generally insignificant. It seems that geological processes during the transportation and deposition of clastics were more or less uniform. The differences are due to diagenetic processes reflected mainly in the formation of carbonatic cement.

Planimetric analyses of samples are in Tab. 8.

Classification of Sandstones

For the classification of Dukla Folds sandstones we have adopted the classification of J. Petránek (1959, 1963) based upon the following principles (upon

the amount of): 1. quartz and stable rock fragments; 2. feldspars and unstable rock fragments; 3. clay matrix.

Tab. 8

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Quartz	89,0 %	56,8 %	70,0 %	49,0 %	50,0 %	47,3 %
Feldspars	2,0	13,0	—	1,9	2,0	2,2
Muscovite	—	—	—	3,9	4,0	4,6
Unstable fragments	—	—	—	—	6,0	6,0
Stable fragments	—	—	—	—	—	1,1
Cement	—	—	10,0	45,0	38,0	38,5
Matrix	9,0	30,08	20,0	—	—	—

1, 5, 6, Quartzose sandstones, Submenilite beds, 2. Graywacke, Upper Cretaceous beds, 3. Subgraywacke, Submenilite beds, 4. Quartzose sandstone, Upper Cretaceous beds.

The classification is genetic although the origin of the rock if determined will not necessarily control the position of the rock in the classification triangle diagram. In the sense of these criteria the classification concerned is practically a modification of F. J. Pettijohn's scheme (1949). The difference to F. J.

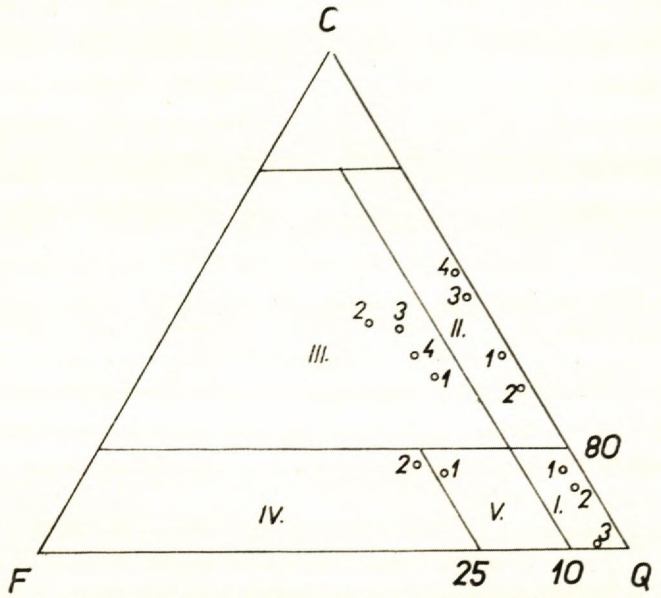


Fig. 5. Classification diagram of sandstones (after J. Petránek 1959, 1963) Q — quartz and stable rock fragments, F — feldspars and unstable rock fragments, C — clay matrix. I. quartzose sandstones, II. subgraywackes, III. graywackes, IV. arkoses, V. arkosic sandstones. 1. Upper Cretaceous sandstones, 2. Submenilite beds sandstones, 3. Menilite beds sandstones, 4. Krosno beds sandstones. In the diagram included are the average values of all samples of particular sequences.

Pettijohn's triangular diagram lies within the addition of stable rock fragments to quartz and unstable rock fragments to feldspars. Such arrangement is in agreement with principles emphasized by J. B o k m a n (1955). The internal division of the triangle into particular zones (quartzose sandstones, subgraywackes, arkosic sandstones, graywackes, arkoses) remained in the original arrangement of F. J. Pettijohn. The diagram modified in the above sense considers the representation of stable and unstable rock fragments and clay matrix (Fig. 5).

Structural and Mineralogical Character of Dukla Folds Sandstones

Average structural and mineralogical composition of particular Dukla Folds sequences is given in Tab. 9. The values calculated: grain size median (Md) sorting coefficient (S_o), coefficient of quartz grains elongation (kE), amount of stable components (q) amount of unstable components (f) and the clay content (c).

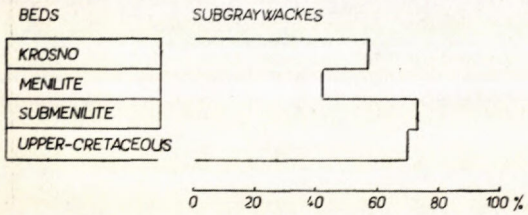


Fig. 6. Abundance of subgraywackes in particular Dukla Folds sequences.

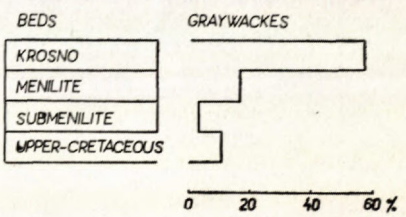


Fig. 7. Abundance of graywackes in particular Dukla Folds sequences.

Representatiton of Sandstones in Particular Sequences. The following types of sandstones have been considered in the studied sequences: subgraywackes, graywackes, quartoze sandstones, arkoses, arkosic sandstones. The values given in Tab. 10 were calculated from 50—100 pcs. of samples of each sequences (Fig. 6, 7, 8).

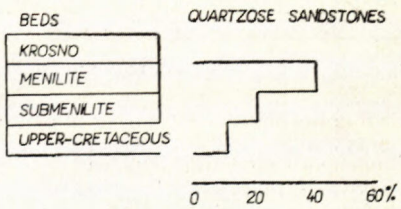


Fig. 8. Abundance of quartzose sandstones in particular Dukla Folds sequences.

Sedimentation Environment and the Mode of Deposition of Psamites

The analysis of sedimentary environment and modes of deposition of sandstones and siltstones is based upon the textural — mineralogical elements and sedimentary structures as well.

Tab. 9

Beds	Md (mm)	S_o	kE	q %	f %	c %
subgraywacke						
Krosno	0,047	1,47	1,67	44,50	—	55,50
Menilite	0,09	1,49	1,99	48,10	2,20	49,70
Submenilite	0,19	1,64	1,64	67,50	2,00	30,05
Upper Cretaceous	0,12	1,65	1,77	60,08	2,30	37,62
graywacke						
Krosno	0,046	1,49	1,70	44,30	17,50	38,20
Menilite	0,16	1,31	1,72	40,00	18,40	41,60
Submenilite	0,08	1,70	1,58	35,50	23,60	30,90
Upper Cretaceous	0,30	1,70	1,53	51,60	15,30	33,10
quartzose sandstone						
Menilite	0,14	1,25	1,52	95,00	5,00	—
Submenilite	0,18	1,64	1,67	86,50	2,00	11,50
Upper Cretaceous	0,14	1,72	1,70	81,60	3,30	15,10
arkosic sandstone						
Upper Cretaceous	0,60	1,60	1,43	61,00	24,90	14,10
arkose						
Submenilite	0,40	1,67	1,46	55,50	26,80	17,70

Tab. 10

sandstones	beds			
	upper cretaceous	submenilite	menilite	Krosno
subgraywackes	70 %	73 %	41 %	57 %
graywackes	16	2	17	43
quartzose sandstones	12	22	41	—
arkosic sandstones	2	—	—	—
arkose	—	2	—	—

The investigation of *grain size* indicates that prevailing rocks are the sandstones and siltstones. Medium grained sandstones occur occasionally. Granulometric composition of clastics characterized most adequately the sedimentation environment. The uniform granularity of the studied clastics is not favorable for the reconstruction of sedimentary environment. As an important fact must be regarded the occasional presence of substantially larger grains within the fine grained fraction of the studied sandstones. This is most probably due to the

sedimentation from dense currents. The turbidity currents as generally recognized may transport also larger grains among smaller particles in the suspension.

According to R. L. Folk (1951, 1954) and J. Petránek (1963) the *textural maturity of clastic sediments* depends upon the following: 1. removal of clay component from the coarse material, 2. sorting of the sand component, 3. gradually increasing roundness of grains. The studied sandstones carry a relatively high amount of clay thus not reaching the first stage of textural maturity. The second stage of textural maturity i. e. sorting of the clastic component has been reached by the majority of rocks. The sorting coefficient (S_o) according to P. D. Trask (1932) varies between 1,3—1,7 in particular sequences indicating that the rocks concerned contain well sorted material. The mode of sorting comprised mainly the washing, waving and shore currents. According to Ph. H. Kuenen — H. W. Menard (1952) perfect sorting may result also in turbidity currents.

The *grain roundness* characterizes the highest stage of sorting process (R. L. Folk l. c.). This stage of textural maturity has not been reached in either of the studied rocks the quartzose sandstones including.

Majority of structures characteristic for the sediments related to the activity of *turbidity currents* (Ph. H. Kuenen — A. Carozzi 1953) are typical for the Dukla Folds sediments. Their description however will be given in another place.

It may be concluded that the clastic sediments of Dukla Folds Unit are represented by rocks of low textural and mineralogical maturity. Predominating are subgraywackes, graywackes and quartzose sandstones. Higher stage of textural and mineralogical maturity of several quartozse sandstones (Menilite beds) reflects the sorting process before the deposition by turbidity currents.

REFERENCES

[1] Bokman J., 1952: Clastic quartz particles as indices of provenance. J. Sedim. Petrol., vol. 22, pp. 17—24, Menasha. — [2] Bokman J., 1955: Sandstone classification: relation to composition and texture. J. Sedim. Petrol., vol. 25, pp. 201—296, Menasha. — [3] Clarke F. W., 1924: Data of geochemistry. US. Geol. Surv. Bull., 770, pp. 1—841. — [4] Folk R. L., 1951: Stages of textural maturity in sedimentary rocks. J. Sedim. Petrol., vol. 21. pp. 127—130, Menasha. — [5] Folk R. L., 1954: The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature. J. Geol., vol. 62, pp. 344—359, Chicago. — [6] Koráb T. — Nemčok J. — Ďurkovič T. — Marschalko R., 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. Geol. Sbor. SAV, XIII, 2, pp. 257—274, Bratislava. — [7] Kuenen Ph. H., 1958: Some experiments on fluviatile rounding. Koninkl. Nederland Akad. Wetensch., Proc. Ser. B, 61, No. 1, pp. 47—53, Amsterdam. — [8] Kuenen Ph. H. — Menard H. W., 1952: Turbidity currents, graded and non graded deposits. J. Sedim. Petrol., vol. 22, pp. 83—96, Menasha. — [9] Kuenen Ph.

H. — Carozzi A., 1953: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins. J. Geol., vol. 61, pp. 363—373, Chicago. — [10] Koszarski L. — Slacka A. — Zytko K., 1961: Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Kwartal. Geol., vol. 5, pp. 551—575, Warszawa. — [11] Leško B., 1960: Vývin menilitových vrstiev v slovenských Karpatoch. Geol. práce, Zprávy 17, pp. 29—47, Bratislava. — [12] Leško B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, Snina, pp. 1—132, Geofond, Bratislava. — [13] Leško B. — Nemčok J. — Koráb T., 1960: Flyš Užskej hornatiny. Geol. práce, Zprávy 19, pp. 65—94, Bratislava. — [14] Middleton G. V., 1960: Chemical composition of sandstones. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 71, pp. 1011—1026, Baltimore. — [15] Petránek J., 1959: Klasifikace pískovců. Čas. min. geol., 4, pp. 314—319, Praha. — [16] Petránek J., 1963: Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska, pp. 1—688, ČSAV, Praha — [17] Pettijohn F. J., 1949: Sedimentary rocks, pp. 1—526, Harper—Brothers, N. York. — [18] Pettijohn F. J., 1957: Sedimentary rocks. II. ed. pp. 1—718, Harper—Brothers, N. York. — [19] Samuel O., 1963: Mikrobiostratigrafia vonkajšieho a vnútorného flyša východného Slovenska, paleogénu bradlového pásma a centrálno-karpatského paleogénu. Kandidát. dizert. práca, pp.1—226, Bratislava. — [20] Temnjuk F. P. — Rjabokoň O. S., 1961: Vidilennja mineralogičnich provincij v pivnično-schidnij častini Ukraiskich Karpat ta ich značennja dlja paleogeografičnich rekonstrukcij. Dopovidi AN URSR, No. 7, pp. 955—959, Kiiv. — [21] Tokarski J., 1946: Ciezkie mineraly jako wskazniki stratigraficzne serii fliszowych. Nafta III, 9, pp. 261—264, Kraków. — [22] Trask P. D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. pp. 1—323, Houston. — [23] Woletz G., 1955: Die Bedeutung der Schwermineralanalyse für die Stratigraphie und ihre Anwendung in Österreich. Erdöl Zeitschr., H. 5/6, pp. 53—55, Wien.

JAROSLAV CHMELÍK—JÁN ILAVSKÝ

ÜBER DEN EFFUSIVEN CHARAKTER DER GABBRODIORITE DER GELNICA-SERIE IN DEN GEMERIDEN

Die basischen Gabbrogesteine in den Arealen der Gelnica-Serie in den Gemeriden sind seit geraumer Zeit bekannt. Sie bilden in ihr grösstenteils kleine Körper, die man bisher als Stöcke, Gänge oder gangförmige, hypoabyssale Gebilde beschrieben hat, womit ihre Genese als der jüngeren, die Gelnica-Serie durchbrechenden Körper gleichzeitig ausgedrückt wurde.

Eine der bekanntesten Lokalitäten derartiger Gesteine war Smolník, wo die basischen, grrobkörnigen Gesteine im Liegenden der bekannten Pyrit-Kupfer-Vererzungen auftreten.

Zum erstenmal wurden sie von Gesell (in Steinhausz 1896) als Diorite und Diabase beschrieben, obzwar sie in den Kreisen der Montanfachleute schon lange vorher als „propylitisierte Trachyte" beschrieben wurden (z. B. Joos, 1886). Gesell hat sie als stockförmige Gebilde auf dem Kiesstollen, auf dem ersten und zweiten Tiefenhorizont, im Liegenden der Erzkörper der Lagerstätte von Smolník, beschrieben, J. Steinhausz (l. c.) wies auf ihre genetische Beziehungen zu den Pyrit-Chalkopyrit-Erzen hin, u. zw. auf Grund der Applikation der norwegischen Kieslagerstätten und des Rammelsberges im Sinne J. H. L. Vogt's (1894). Steinhausz sagt, dass die Körper der Diorite die 84—170 m im Liegenden der Pyritkörper lagern, sind angeblich jünger, als die Nebengesteine und im Sinne des genetischen Schemas von Vogt hält er sie für ein Aufsuchungszeichen für die Pyrit-Chalkopyrit-Vererzungen. Diese Ansichten hat später Fähndrich (1898) übernommen, der sie Diabase benannt hat, dann Stelzner—Bergeat (1904), J. Böckh (1904), Vogt—Krusch—Beyschlag (1913, 1921), Farkas (1917), Papp (1919). Den petrographischen Charakter der Geisteine hat H. Schneiderhöhn (1931) präzisiert und hat ihnen die Namen *Gabbroamphibolite* und *Amphibolitgabbros* gegeben. J. Šuf (1932, 1936) hielt sich auch an die vorerwähnten Schemas und betrachtete sie als Zufuhrkanäle der Phyllit-Diabas-Serie, was sich auch weitere Forscher J. Kamenický (1953), O. Fusan—J. Kantor (1954) und L. Kamenický—M. Marková (1957) zu eigen machten. Durch die Arbeiten der letzten Autorengruppe nach dem Jahre 1950 hat sich die Zahl der Fundorte solcher Gesteine in den Arealen der Gelnica-Serie bedeutend erhöht. Ausser Smolník wurden sie von Jedľový vrch (Fichtenhübel), aus dem Tal

des Baches Bystrý Potok, von Stará Voda, Babiná bei Dobšiná, Hrable bei Švedlár und Mníšek nad Hnilcom beschrieben. Auf der letzten Lokalität Jalovičí vrch (Sterkenberg) bei Mníšek betrachtet auch P. Grecula (1963) die Gabbrogesteine als jüngere stockartige Gebilde, obzwar er die Diabastuffe und -tuffite in der Umgebung als basischere Glieder der Gelnica-Serie angliedert.

Im letzten Jahrzehnt hat sich mit den Erforschungen mancher Lokalitäten der Gabbrogesteine in der Gelnica-Serie, mit Rücksicht auf ihre Metallführung, einer von den Autoren dieses Beitrages (J. Ilavský) beschäftigt und ist dabei zur unterschiedlichen Auffassung ihrer Genese gelangt. Auf Grund der geologischen, hauptsächlich der strukturell-tektonischen Verhältnisse und Beziehungen zu den erzführenden Horizonten der chloritischen Phyllite, die Träger der pyrit-chalkopyritischen Vererzung sind (J. I.), sowie der petrographischen und petrochemischen Studien (J. Ch.), bringen wir in diesem Beitrag die Erörterung über ihre Genese als der untermeerischen Lavaströme, die im Hangenden durch Tuffe und Tuffite basischer Zusammensetzung begleitet sind. Diese Ergüsse spielten sich in einem sedimentären Meeresbassin mit dem Charakter der schwarzen Schiefer (schistes noires, čornyje slancy) ab.

Geologische Position der Gabbrogesteine im Silur-Streifen von Smolník

Die Körper der Gabbrogesteine im Silur-Streifen von Smolník (Ilavský 1959) kommen auf der Oberfläche in der Form von grösseren oder kleineren linsenförmigen Körpern in der Länge von über 7 km vor. Vom westlichen Ende der Gemeinde Smolník, wo sie beiderseits der Mündung des Tales Markscheidergrund vorkommen, bis auf den Berg Lastovičí vrch, sind jedoch ihre Aufschlüsse nicht zusammenhängend, was einerseits die Folge der bedeutenden Verschüttung des Terrains, teilweise der sehr intensiven Querstörung des Silurkomplexes und zum Schluss vielleicht auch der partiellen Diskontinuität des ursprünglichen Lavastromes ist. Der Körper der Gabbrogesteine ist konform mit der Schichtung der phyllitischen Nebengesteine gelagert. Bei der sehr bunten faziellen Veränderlichkeit des smolníker Silurs, in seinem Streichen (Abb. 1) stellen die Gabbrogesteine den stratigraphischen Leithorizont dar. Beweis seines durchlaufenden Charakters im Liegenden der Kieslagerstätten sind zahlreiche Gruben des Bergbaubetriebes in Smolník, die sie an zahlreichen Stellen als tektonisch beschränkte Schollen, im grossen und ganzen in stabilen Entfernungen von den Kieserzen erfasst haben. Verschiedene Entfernung der Gabbodiorite von den Erzlinsen, die Gesell (l. c.) im Liegenden der Lagerstätte erwähnt, wurde durch die Querstörungen der geschobenen Blöcke verursacht.

Die Gabbrogesteine bilden ein, örtlich bis zwei parallele, tafelförmige Körper ungleicher Mächtigkeit. Stellenweise pflegt der liegende (nördliche) Körper, stellenweise jedoch der hangende (südliche) Körper mächtiger zu sein. Die Mäch-

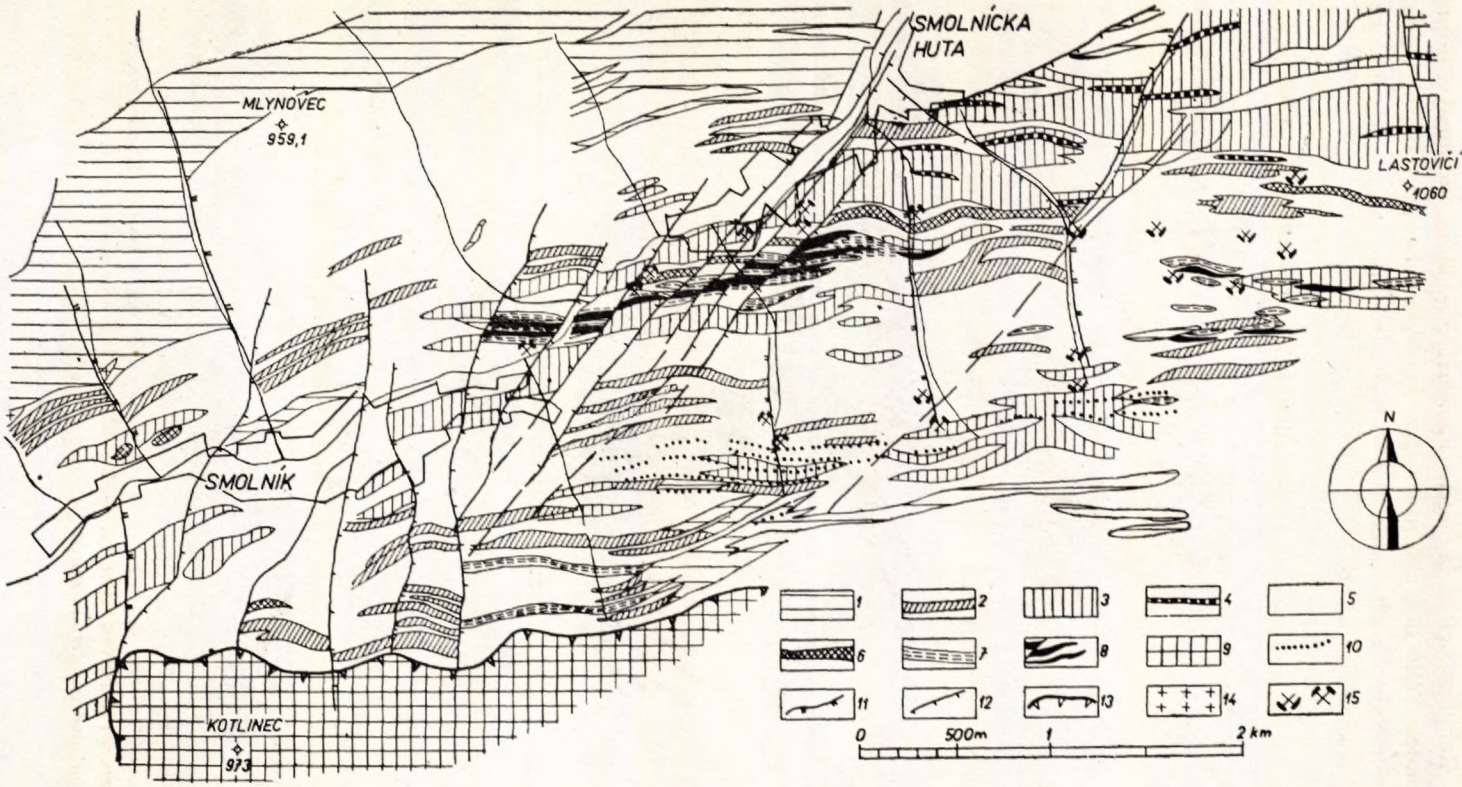


Abb. 1. Geologische Karte der Umgebung von Smolník. Ján Ilavský — 1959. (1—8) *Gelnica-Serie:* 1 — Porphyroide, ihre Tuffe und Tuffite, 2 — Tuffquarzite (porphyroide Tuffite), 3 — serizitisch-graphitische Phyllite, 4 — Lydite (Kieselschiefer), 5 — serizitische Phyllite, 6 — Gabbrodiorite — Lavaströme, 7 — chloritische Phyllite (Epituffite der basischen Vulkanite), 8 — Körper der schichtigen Kieserze, 9 — *Phyllit-Diabas-Serie* (Devon), 10 — Sideritgänge, 11 — ältere Brüche (erneuert), 12 — jüngere Brüche (Überschiebungen), 13 — transgressive Flächen, 14 — gemeride Granite (Kreide ?), 15 — aktive und aufgegebene Gruben.

tigkeiten der Gabbrogesteine betragen maximal 30—50 m, minimal 3—4 m. Auf der hangenden Seite der mächtigen gabbroidischen Körper pflegen in den Phylliten in ihren Nähen auch dünne, feinkörnige bis kompakte, 5—10 cm mächtige Gabbrostreifen zu sein (Abb. 3).

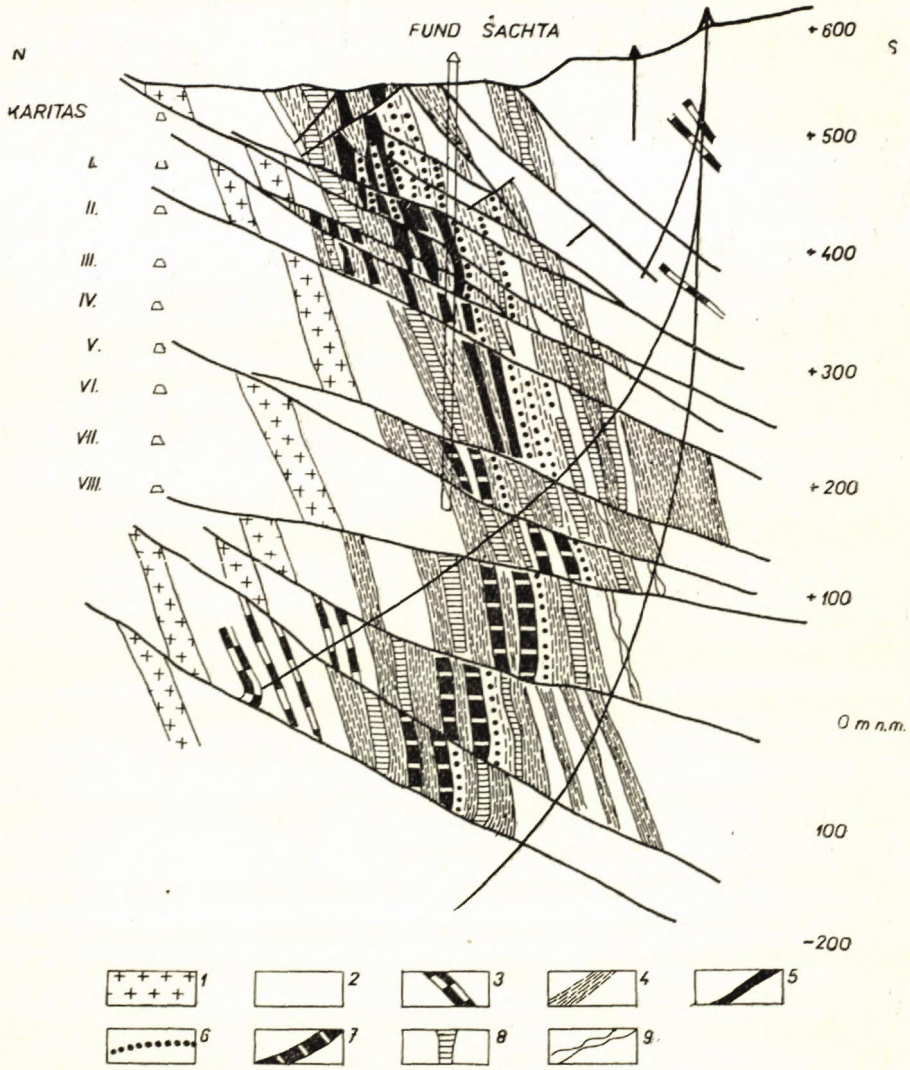


Abb. 2. Geologischer Schnitt durch die Pyrit-Chalkopyrit-Lagerstätte in Smolník. Ján Ilavský — 1964. 1 — Gabbrodiorite, 2 — serizitische Phyllite und Quarzphyllite 3 — Lydite (Kieselschiefer), 4 — chloritische Phyllite (Epituffite des basischen Vulkanismus), 5 — Lagen der massiven, schichtigen Pyriterze, 6 — Lagen und Pseudogänge der massiven Kupfererze, 7 — vorausgesetzte Lagen der massiven Pyrite, 8 — Lagen der Pyritimpregnationen (Glimmer), 9 — Quarzgänge, evtl. mit den Kupfermineralien.

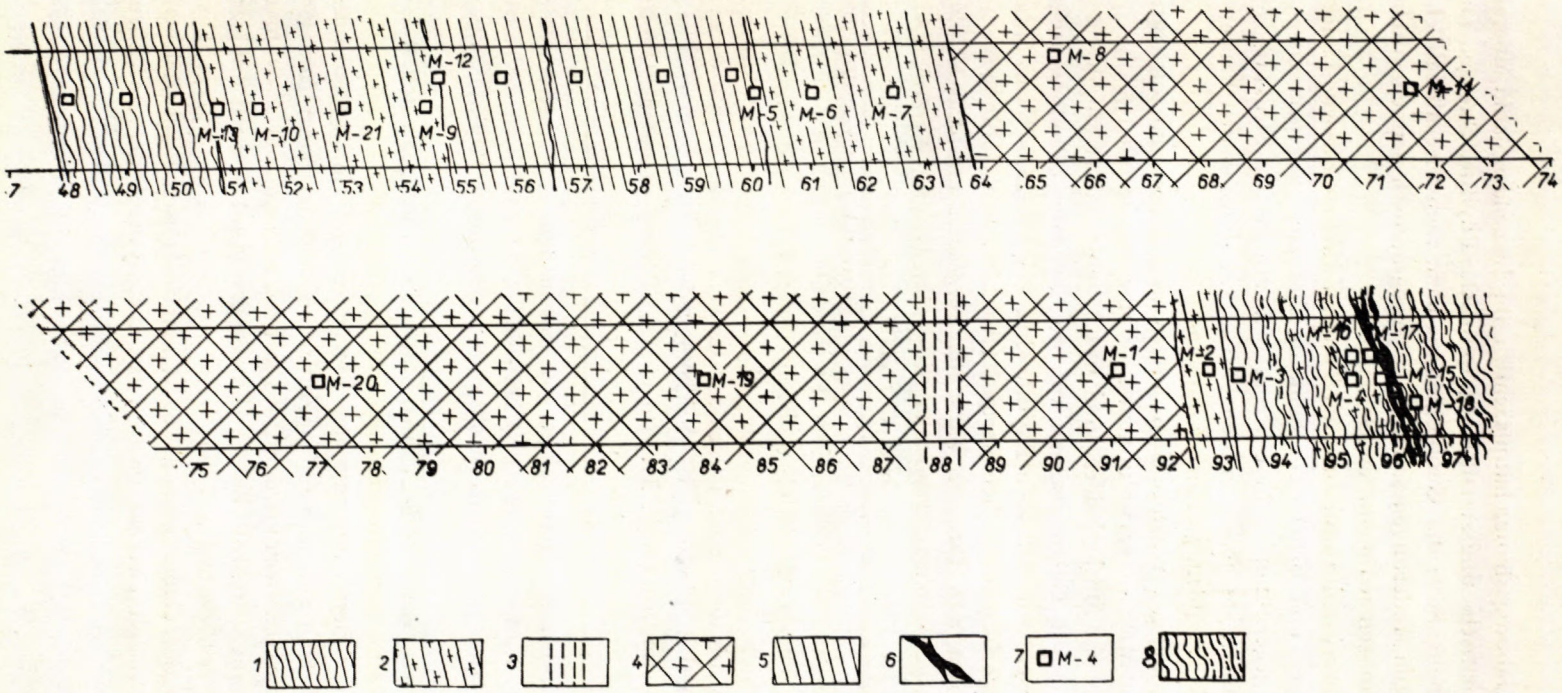


Abb. 3. Geologisches Profil des Stollens Mier in Smolník an der Stelle des Vorkommens von Gabbrogesteinen. Zusammengestellt von J. Ilavský — 1962. 1 — graphitisch-serizitische Phyllite, 2 — zusammengepresste, feinkörnige, gleichgerichtete Gabbrogesteine, 3 — Mylonitzone in den Gabbrodioriten, 4 — grobkörnige, richtungslos-körnige Gabbrodiorite, 5 — graphitisch-serizitische Phyllite, 6 — Quarzgänge, 7 — Stellen der Probeentnahmen, 8 — graphitische und chloritische Phyllite (Tuffite der basischen Vulkanite).

Nebengesteine der Gabbrogesteine, hauptsächlich im Liegenden, sind überall graue bis schwarze serizitische und serizitisch-graphitische Phyllite. Dagegen auf der hangenden (südlichen) Seite der Gabbrogesteine sieht man ihre allmähliche strukturelle und texturelle Änderungen sowie auch petrographisch-petrochemische Übergange in die vulkanogen-sedimentären Gesteine.

Die Körper der Gabbrogesteine sind auch der Tiefe zu durch zahlreiche Längs- und Querüberschiebungen und Brüche des Senkungscharakters auf isometrische Segmente gestört, die gegeneinander in einer sehr komplizierten Struktur, die an ein Schachbrett erinnert, geschoben wurden (Abb. 2). Infolge dessen hat man sie in Vergangenheit als gangförmige Körper aufgefasst.

Eingehende Beobachtungen an zahlreichen Stellen der Grube und auch auf der Oberfläche (Stollen Mier — erster und zweiter Horizont, Stollen Kalb, Široká dolina, Lastovičí vrch, Markscheidergrund usw.) zeigen, dass auf der liegenden Seite (nördlich) die Gabbrogesteine von den liegenden Phylliten sehr scharf und plötzlich abgetrennt sind. Die Phyllite sind graphitisch, schwarz, und besitzen sehr ausgeprägte, schichtige Schieferung (Abb. 3). Die Gabbrogesteine sind auf denselben mit den mittelkörnigen Varietäten aufgesetzt und nach 2—4 m gehen sie in grobkörnige Gabbros, sozusagen des „intrusiven" Typus, über. Dagegen hat sich auf der hangenden Seite der Gabbrogesteine, auf der Breite von einigen Metern (2—6 m) eine Zone der gemischten, im vollen Sinne des Wortes „hybriden" Übergangsgesteine gebildet. Es handelt sich da um Zentimeter bis Dezimeter mächtige Lagen des mittel- und feinkörnigen Typus der basischen Gesteine, die mit den Lagen der chloritischen Phyllite, d. h. mit Epituffen der basischen Vulkanite bis mit den Lagen der chloritisch-serizitischen Phyllite, bzw. mit den quarzig-chloritischen Phylliten, die Sekretionsaderchen des milchweissen Quarzes besitzen, wechsellagern (Abb. 3). Auf dem I. Tiefenhorizont des Péch-Schachtes ist an dem Übergang zwischen den körnigen Gabbrogesteinen und Phylliten eine Lage der chloritischen Quarzite entwickelt. Chlorit pflegt in denselben in der Form von Knollen und Bündeln, die gewissermassen an Knotenschiefer erinnern, verteilt zu sein. In der Richtung zum Hangenden schwinden sie meistens allmählich und das Gestein wird dann in chloritisch-quarzigen Phyllit umgewandelt.

Die Körper der Gabbrogesteine sind in allen studierten Profilen an den Rändern sehr ausgeprägt geschiefert, dynamometamorphisiert bis phyllonitisiert. Die Randzonen weisen an der Berührung mit dem Liegenden und Hangenden analogen Typus der Schieferung aus, wie die phyllitischen Nebengesteine. Auf der liegenden Seite pflegt die Schieferungszone 2—4 m breit zu sein und schwindet allmählich in der Richtung zur Mitte des Gabbrokörpers. Ähnlich auch auf der hangenden Seite ist die Schieferung auf der Breite von 4—6 m ausgeprägt. Der Zentralteil des Körpers der Gabbrogesteine weist makroskopisch keine Zeichen der Pressung aus. Entwickelt sind in ihnen bloss die Systeme der statischen

Klüfte, die im Sinne der bekannten Gesetzlichkeiten der Mechanik der durch gleichgerichtete Drücke im Regionalmasstab betrofenen festen Körper räumlich verteilt sind (Abb. 3 u. 4).

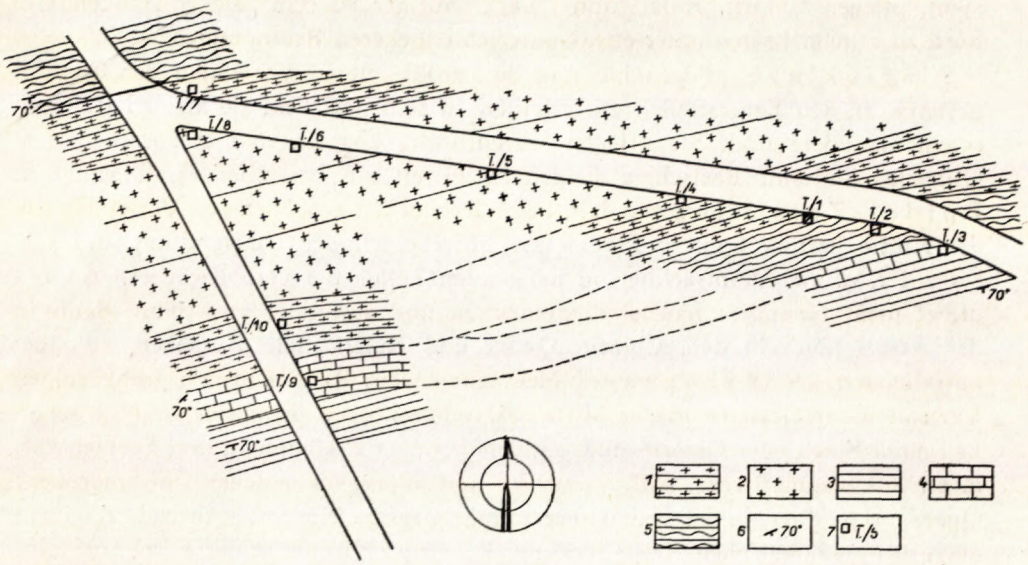


Abb. 4. Geologisches Profil des I. Tiefenhorizontes in Smolník. Querschlag von dem Schacht Péch gegen Süden. Zusammengestellt von J. Ilavský — 1962. — 1 — zusammengepresste und gleichgerichtete feinkörnige Gabbrodiorite, 2 — grobkörnige, massive und richtungslos-körnige Gabbrodiorite, 3 — serizitische Phyllite, 4 — chloritische Phyllite bis Quarzite (Mandeltuffe der Basite), 5 — graphitisch-serizitische Phyllite, 6 — Streichen und Fallen der Schichtung und Schieferung S_1, Stellen der Probeentnahmen.

Petrographisch-petrostruktureller Charakter der Gesteine

Die Petrographie der Gabbrogesteine aus der Umgebung von Smolník, hauptsächlich aus dem Tal Široká dolina und Lastovičí vrch studierten schon in der Vergangenheit H. Schneiderhöhn (1931) und L. Kamenický — M. Marková (1957). Die letzten zwei führen auch die chemische Analyse der grobkörnigen Typen der hiesigen Gabbrogesteine an. Diesen Autoren und unseren Erforschungen nach bilden den wesentlichen Teil die Mineralien: grüner Amphibol, Plagioklase (Oligoklas-Andesin), Poryxene(?). Untergeordnet kommen Epidot, Zoisit, Kalzit, Chlorit, Illmenit, Hämatit, Limonit, Pyrit, Titanomagnetit-Leukoxen, Magnetit, Chalkopyrit, Aktinolith, Serizit, Quarz, Albit, Rutil vor.

Grüner Amphibol pflegt oft durch den Druck betroffen und in Chlorit umgewandelt zu sein. Er ist tafelförmig, oder besitzt auch rhombische Querschnitte (untere Fläche). Maximalgrössen der Kristalle sind 2 cm, üblich sind sie jedoch gegen 1 mm und weniger gross. Die Entstehung des Aktionlithes

zu Lasten des Amphibols kommt selten vor, hauptsächlich in hangenden Teilen der Gabbrokörper. Wenn man den Amphibol in den Dünnschliffen nicht mehr sieht, pflegen Chlorit, Kalzit und Quarz häufiger zu sein. Sie entstanden also auch zu seinem Lasten unter etwas unterschiedlicheren Bedingungen.

Plagioklase pflegen bloss in den grobkörnigen Varietäten der Gabbrogesteine, in den Zentralteilen gut erhalten zu sein, während sie an den Rändern schon verändert sind. Sie pflegen leistenförmig zu sein und entsprechen dem Oligoklas-Andesin. Basischere Feldspäte, soweit sie vorkamen, sind schon in Epidot-Zoisit umgewandelt, besonders in den grobkörnigen Varietäten um die Klüfte herum. Saurere Plagioklase unterliegten der Umwandlung in Serizit, u. zw. hauptsächlich in hangenden Teilen der Gabbrokörper. Albit pflegt nicht besonders häufig vorzukommen und soweit er vorkommt, dann in der Assoziation mit dem Chlorit, Quarz und Kalzit. Sein Aussehen ist dabei auffallend frisch. Pyroxene bilden schon bloss Relikte in den grobkörnigen Varietäten der Gesteine in der Mitte der Gabbrokörper. Teilweise sind sie schon in Epidot-Zoisit oder Chlorit umgewandelt. Quarz kommt in drei Formen vor, u. zw. als magmatischer, hydrothermaler und lateral-sektorischer (metamorpher) Quarz. Epidot bildet fast immer unregelmässige Körper, während Zoisit auch in hypidiomorphen Kristallen und Klinozoisit in der Form von idiomorphen Körnern vorkommt. Chlorit pflegt auch in zwei Varietäten vorzukommen, als Klinochlor, der zu Lasten des Amphibols entstanden ist und verhältnismässig viel Rutil enthält und als Pennin, der wiederum in den Randteilen der Gabbrokörper häufig ist und eventuell auch die Füllungen der Mandelhöhlungen im hangenden Teil der Gabbrogesteine bildet. Rutil bildet typische knieförmige Verwachsungen und kleine Nadeln, besonders im Chlorit, der zu Lasten des Amphibols entstanden ist.

Von den Erzmineralien kommen in den Gabbrogesteinen in akzessorischen Mengen Titanomagnetit mit leukoxenischen Umsäumungen und Magnetit vor. Pyrit bildet in den Gabbrogesteinen feine, unregelmässige Körner. Hie und da kommt er auch in grösseren, idiomorphen Körnern in der Form von Würfeln mit der bis 1 cm langen Kante vor, Chalkopyrit ist in der Form von unregelmässigen kleinen Körnern um den Pyrit, oder auch selbständig in der Gesteinsmasse in der Assoziation mit dem Quarz der „hydrothermalen" Phase anwesend.

Mikroskopischer Charakter der verschieden zusammengepressten Zonen an den Rändern der Gabbrogesteine zeigt, dass diese einerseits feinkörniger sind und auch die primär parallele Textur besitzen. Anderseits sieht man da jedoch auch Zeichen der „sekundären, postmagmatischen Schieferung" (L. Kamenický — M. Marková 1957). Diese Zeichen muss man jedoch von unterschiedlicheren genetischen Standpunkten analysieren, als es diese Autoren durchführten.

Grobkörnige Varietäten der Gabbrogesteine inmitten der Körper weisen im

Mikroskop bloss sehr schwache Zeichen der epizonalen Umwandlung aus. Die ursprüngliche hypidiomorph körnige Struktur ist grösstenteils gut erhalten und man merkt in ihr bloss schwache Spuren des mechanischen Zermalmens, während die Kristalloblastese nicht wahrnehmbar ist. Bloss in den Randteilen der Körper sieht man relikte Strukturen. Nur auf der liegenden Seite der Gabbrokörper, in den feinkörnigen und gleichgerichteten Varietäten hat sich die relikt-ophitische Struktur erhalten. Die primären Mineralien haben sich in Chlorit, Quarz und Kalzit umgewandelt (Proben M-13, M-5, M-6). In der Richtung gegen Mitte der Körper zu (Probe M-10, M-7, M-8) ist auch noch die relikt-ophitische Struktur erhalten, dunkle Mineralien: Amphibol und Plagioklase sind teilweise erhalten, wobei die Gesteine noch geschiefert sind. Inmitten des liegenden Gabbrokörpers (Probe M-21) handelt es sich um mittel- bis grobkörniges Gestein mit ophitischer Struktur, wo die dunklen Mineralien (Amphibol) gut erhalten sind.

So einen Typus stellen auch die Proben M-11, M-20 und M-19 im hangenden Körper dar, die gleichfalls ophitische und gabbroophitische Struktur mit gut erhaltenen Amphibolen besitzen. In kleinem Masse befindet sich in ihnen Epidot-Zoisit, Titanomagnetit und Leukoxen. Gegen das Hangende des mächtigeren Gabbrokörpers zu, in der mittelkörnigen Übergangszone (Proben M-1, M-2, M-3, M-12) ändern sich die Strukturen wiederum in relikt-ophitische mit der fortgeschrittenen Chloritisierung des Amphibols. Überwiegend bestehen sie aus Chlorit, Kalzit, Quarz, kleinem Anteil an Feldspäten und opaken Mineralien.

Weitere Proben M-4, M-15, M-16, M-17, M-18 hat man schon aus den „hangenden" Teilen des Hauptgabbrokörpers entnommen. Sie besitzen lepidoblastische Struktur, bestehen aus Chlorit und aus dem feinkörnigen, mosaikartigen Quarz, wodurch sie an vulkanogenen Ursprung erinnern. Die Rhythmen des Chlorits und Quarzes wechseln sich in regelmässigen Laminae ab. Im Chlorit pflegt akzessorischer Rutil und Limonit zu sein. Das Gestein erinnert an metamorphisierten Tuff.

Das zweite Detailprofil durch den Gabbrokörper haben wir auf dem I. Tiefenhorizont des Smolníker Bergwerkes, u. zw. im Hauptquerschlag von dem Péch-Schacht gegen Süden, studiert (Abb. 4). Im Liegenden des Körpers kommen dunkle bis schwarze Graphitphyllite vor. Die Randteile des Körpers der basischen Gesteine sind zusammengepresst, gleichgerichtet und im Mikroskop besitzen sie relikt-ophitische Struktur. Amphibol hat sich nicht mehr erhalten (Proben I-4, I-7, I-8). Sie sind feinkörnig. In der Mitte des Körpers gehen sie jedoch in mittel- bis grobkörnige (I-5, I-6), nur sehr schwach zusammengepresste Gesteine über. Sie besitzen ophitische bis gabbroophitische Struktur und in ihnen blieben die Amphibole und Pyroxene, u. zw. in bis 1 cm grossen Kristallen, erhalten. Es sind Plagioklase und Titanomagnetit anwesend, Aktinolith, Chlorit, Kalzit, Epidot, Albit und Quarz pflegt in kleinen Mengen vorzukommen. Weitere Proben I-4, I-10 repräsentieren feinkörnige und teilweise gleichgerichtete Gesteine mit der relikt-ophitischen Struktur ohne dunkle Mineralien. Sie bestehen bloss aus Chlorit, Kalzit und Quarz.

Im Hangenden der körnigen Gabbrogesteine kommen dunkle, kompakte Quarzite bis Quarzphyllite vor (Probe I-9, I-3). Beim Mikroskopieren zeigt es sich, dass sie die Randfazies der Gabbrogesteine sind. Sie sind gleichgerichtet mit den Mandelsteinstrukturen, wo die Mandeln mit Chlorit ausgefüllt zu sein pflegen. Die Grundmasse besteht auch aus Chlorit und weiter aus Kalzit, Quarz, Titanomagnetit und Leukoxen.

Das durchgeführte petrographische Studium zeigte, dass verschiedener Erhaltungsgrad der Strukturen in den Gabbrogesteinen, sowie ihre mineralogische Zusammensetzung nicht bloss von dem Zusammenpressungsgrad und von den

sekundären Umwandlungen, sondern in erster Reihe von verschiedenem Grad der primären Kristallisation abhängig sind. Die Ränder des Körpers kristallisierten schneller, deshalb sind sie feinkörnig, während inmitten der Körper die Kristallisation langsam vor sich ging und deshalb sind die Gesteine grobkörnig entwickelt. Die grobkörnigen Varietäten herrschen jedoch vor, was bei kleinen Mächtigkeiten der Gabbrokörper dadurch verursacht wurde, dass es sich um untermeerische Lavaströme handelt, die einerseits gleich mit den Sedimenten des Typus der graphitischen Schiefer, sowie mit den Tuffen und Tuffiten bedeckt wurden, was im Sinne Dubert's (1953 in Gansser — 1954) genügt, dass die Gabbrogesteine unter ihnen als echte Gabbros kristallisieren. In den Randteilen der Gabbrokörper, wie es aus der Petrographie folgt, kommt hauptsächlich der Chlorit häufiger vor, der im Sinne Hentschel's (1960) auch bei der Kristallisation aus der basischen Schmelze zu Lasten der Pyroxene entstehen kann. Es kommt dabei zu wesentlichen Überschüssen der Kieselsäure und zur Entstehung des Quarzes mosaikartiger Struktur, bzw. auch zur Entstehung der Quarzadern, was wir im Smolník dokumentiert haben (Abb. 3).

Petrochemisch-geochemischer Charakter der Gabbrogesteine

Zwecks Verfolgung der Änderungen des Chemismus quer durch den Gabbrokörper des Stollens Mier hat man im chemischen Laboratorium der Anstalt zehn komplette chemische Silikatanalysen durchgeführt, die alle strukturell-texturelle Gesteinstypen repräsentieren (Analytiker P. Lešťák, M. Ďuriš). Ihre Ergebnisse erfassen wir auf der Tafel 1. und die Umrechnungen auf die Nigglis und Zavarickijs Werte auf den Tafeln 3. und 4. Es handelt sich um dieselben Proben,

Tab. 1. **Komplette Analysen der Gabbrogesteine von Mier Štôlňa, Smolník.**

	M-13	M-21	M-9	M-6	M-7	M-8	M-11	M-20	M-19	M-16
SiO_2	45,37	50,14	51,87	44,69	45,74	46,88	45,64	49,48	44,92	42,46
Al_2O_3	16,96	16,71	18,48	14,83	16,10	14,22	18,99	18,64	18,87	17,31
Fe_2O_3	1,94	4,55	4,00	1,13	0,52	0,42	1,89	1,61	1,24	1,44
FeO	6,60	8,65	6,24	10,31	9,44	6,18	7,10	6,72	10,70	9,24
TiO_2	1,38	1,35	1,24	0,79	1,46	1,44	1,51	1,18	1,83	1,43
MnO	0,35	0,15	0,35	0,35	0,28	0,21	0,16	0,12	0,14	0,38
P_2O_5	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
CaO	8,66	4,43	6,00	10,85	9,50	13,55	10,65	9,30	3,92	8,75
MgO	7,38	5,57	3,49	6,07	6,27	4,30	6,43	6,08	8,96	7,40
K_2O	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04
Na_2O	1,99	3,00	4,15	1,94	2,97	3,53	2,66	3,13	3,30	2,61
CO_2	6,12	2,38	2,79	6,94	5,74	7,91	1,64	2,12	1,54	6,06
H_2O^+ (110 °C)	0,02	0,04	1,26	1,64	1,74	0,75	0,93	0,02	0,02	0,01
H_2O^- (900 °C)	3,08	3,29	0,35	0,06	0,12	0,10	0,13	1,27	4,22	3,02
Summe	99,89	100,30	100,31	99,64	99,92	99,53	99,77	99,71	99,46	100,13

Tab. 2. **Semiquantitative Spectralanalysen der Gabbrogesteine — Mier štôlňa, Smolník.**

	Si	Pb	Ga	Fe	Al	Mg	Mo	Sn	V	Li	Cu	Ag	Zn	Na	Ti	Zr	Co	Ni	Sr	Cr	Ca	Mn	Sc	Ba
M-13	6	–	2	5	5	5	–	–	2	2	1	1	3?	6	4	–	2	3	–	3	5	4	2	–
M-21	6	1	2	5	5	5	–	–	2	2	2	1	3	6	4	–	2	2	–	2	5	4	2	–
M-9	6	–	2	5	5	5	–	–	2	2	3	1	3	6	4	2	2	2	2	2	6	4	2	–
M-6	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
M-7	6	–	2	5	5	5	–	–	2	2	2	1	3?	6	4	–	2	2	2	2	6	4	2	–
M-8	6	2	2	5	5	5	–	–	2	2	1	1	–	6	4	–	2	2	3	2	6	4	2	–
M-11	6	2	2	5	5	4	–	–	2	2	3	–	3?	6	3	–	2	3	–	3	4	4	–	–
M-20	6	2	2	5	5	5	–	–	2	2	2	1	3	6	4	–	2	3	–	3	5	4	2	–
M-19	6	2	2	5	5	3	–	–	2	2	2	–	3	6	3	–	2	3	–	3	2	3	–	–
M-16	6	–	2	5	5	4	–	–	2	2	1	1	3	6	3	–	2	3	–	3	4	4	–	–

6 = 100 – 10 %; 5 = 10 – 1 %; 4 = 1 – 0,1 %; 3 = 0,1 – 0,01 %; 2 = 0,01 – 0,001 %; 1 = pod 0,001

Tab. 3. **Umrechnung auf Niggli-Werte**

	M-13	M-21	M-9	M-6	M-7	M-8	M-11	M-20	M-16	M-19
al	25,3	26,856	31,03	21,229	23,419	21,77	25,14	27,72	26,48	24
fm	46,4	52,1	39,1	45,8	44,24	31,47	38,509	39,7	55,8	47,5
1 c	23,5	12,9	18,3	28,2	25,1	37,80	30,50	24,7	10,2	21,5
2 alk	4,7	8,0	11,5	4,6	7,1	8,95	5,8	7,7	7,65	6
3 Si	115,0	137,0	147,9	106,7	113,13	122,0	102,7	122,8	107,1	100,5
4 k	0,01	0,08	0,05	0,01	0,08	0,06	0,01	0,07	0,005	0,09
5 mg	0,6	0,42	0,37	0,48	0,53	0,54	0,56	0,57	0,55	0,56
6 c/fm	0,5	0,24	0,46	0,61	0,56	1,20	0,77	0,62	0,179	0,46
7 qz	–4,65	–5,07	+1,91	–9,81	–15,5	–13,7	–20,6	–8,294	–41,23	–29,38
8 al-alk	20,3	18,8	19,50	16,6	16,2	18,8	19,3	20	18,83	18
9 $\frac{\text{alk}}{\text{al-alk}}$	0,36	0,4	0,59	0,27	0,44	0,69	0,28	0,4	0,4	0,33
al-fm	–21,1	–25,3	–7,9	–23,6	–20,8	–9,7	–13,4	–12,0	–29,4	–23,5
Q	22,1	36,1	36,4	33,2	36,1	38,1	28,4	40,24	28,4	26,2
L	23,6	31,9	42,6	24,2	24,3	19,3	54,2	28,26	31,6	26,8
M	54,3	32,0	21,0	42,6	39,6	42,6	17,4	31,5	40,0	47,0
γ	0,328			0,203	0,167	0,798		0,107		
π	0,7859	0,585	0,443	0,641	0,531	0,417	0,722	0,561	0,395	0,647
α	0,663	1,37	1,15	0,658	1,37	0,512	–1,271	0,627	0,543	0,537
μ	0,4941	0,5084	0,4876	0,3881	0,4419	0,3026	0,4941	0,5057	0,5979	0,6363

Tab. 4. **Umrechnung auf Zavarickij-Werte**

	M-13	M-21	M-9	M-6	M-7	M-8	M-11	M-20	M-16	M-19
s	59,58	63,3	64,4	51,246	58,03	58,89	56,615	61,06	52,8	55,65
a	5,007	7,2	9,974	4,305	7,183	8,443	6,321	7,41	7,3	6,52
c	10,3	4,9	7,9	7,72	8,142	6,049	10,43	9,58	4,8	9,76
b	25,10	24,3	17,8	36,72	26,63	26,61	26,87	21,93	35,1	28,04
f′	37,06	54,1	58,1	57,145	39,47	25,96	33,813	38,2	32,4	41,51
q	–1	+4	+9	–11	–5	–4	–8	+1	–8	+1,6
m′	56,61	42,0	36,2	28,045	43,74	29,76	43,64	50,41	43,6	50,62
c′	6,3209	3,9	á = 5,7	14,808	16,77	44,26	22,54	11,376	á = 24	7,85
n	98,76	99,18	99,4	99,1	99,4	89,30	99,07	99,214	99,43	99,05
φ	7,42	35,47	20,7	26,25	17,86	1,5507	6,409	6,699	3,0	4,926
t	2,223	1,982	1,763	1,311	2,331	2,251	2,42	1,751	2,967	2,446

die auch petrographisch untersucht wurden. Auf den Tafeln führen wir einzelne Analysen in der Reihenfolge vom Liegenden zum Hangenden in einzelnen Körpern an, wobei die ersten drei der unteren Lage der Gabbrogesteine und die übrigen dem hangenden Körper gehören.

Im unteren Körper variiert der Chemismus und die Magmatypen folgend: *fm* — gabbroidisch (M-13); pyroxen-gabbroidisch (M-21); gabbrodioritisch, dunkel (M-9). Auf Grund der Umrechnungen auf die Zavarickij's Werte handelt es sich um folgende Typen: M-13: Klasse 4, Gruppe 15 A, leukomelanokrat, nähert sich durch die Zusammensetzung dem Diabas; M-21: Klasse 4, Gruppe 15, Untergruppe A; M-9: Klasse 3, Gruppe 10, arm an Feldspäte.

Im hangenden Hauptkörper der Gabbrogesteine variiert der Chemismus und die Magmatypen folgend: gabbroidisch (M-6); gabbrodioritisch, dunkel (M-7); leukogabbroidisch (M-8); pyroxenisch-gabbroidisch (M-11); pyro-

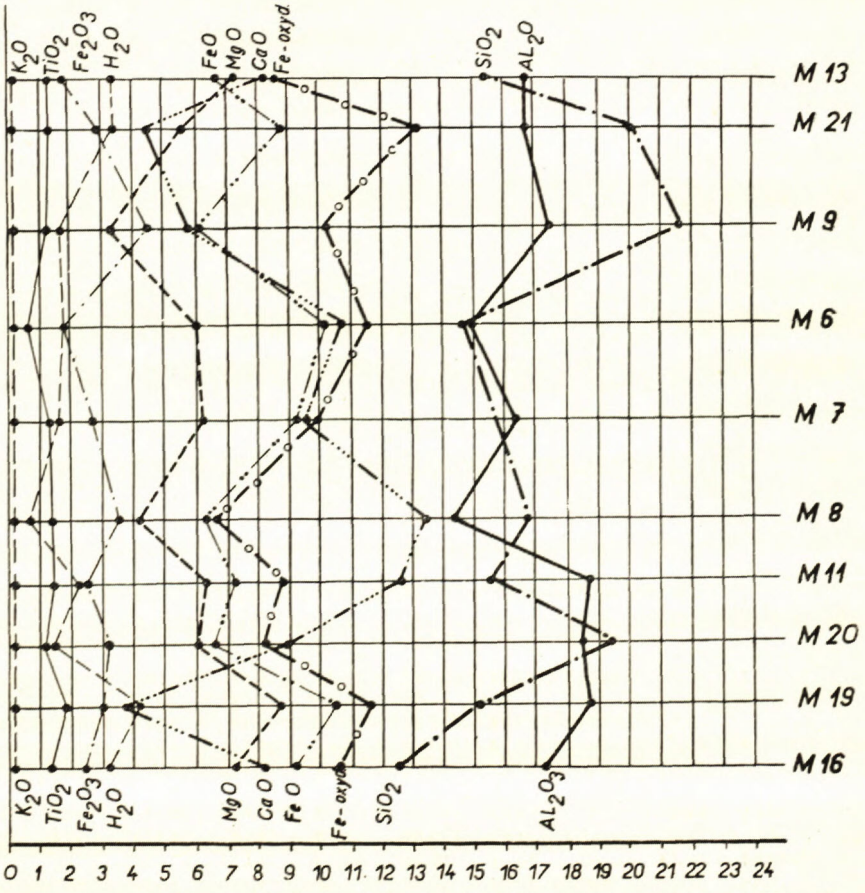


Abb. 5. Diagramm chemischer Analysen der Gabbrogesteine von Smolník — Stollen Mier.

xengabbroidisch, dunkel (M-20); gabbrodioritisch, dunkel (M-19); gabbrodioritisch, dunkel (M-16).

Auf Grund der Umrechnungen auf die Zavarickij's Werte entsprechen einzelne Proben folgender Einreihung: M-6: Klasse 5, Gruppe 19, Untergruppe B. Es sind melanokrate, an Alkalien arme Gesteine; M-7: Klasse 4, Gruppe 15, Untergruppe A. Sie sind leukomelanokrat, durch die Zusammensetzung nähern sie sich dem Diabas (nach der mittleren chemischen Zusammensetzung im Sinne Daly's); M-8: Klasse 4, Gruppe 15, Untergruppe A. Sie sind auch leukomelanokrat und der Zusammensetzung nach nähern sie sich dem Mittelwert der Diabase; M-11:

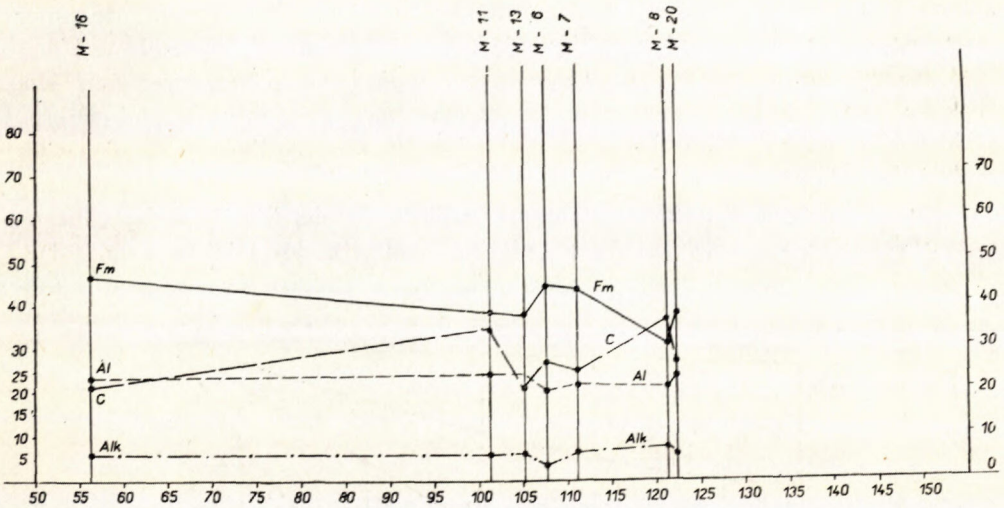


Abb. 6. Nigglis Diagramm der Gabbrogesteine von Smolník, Jaroslav Chmelík — 1964.

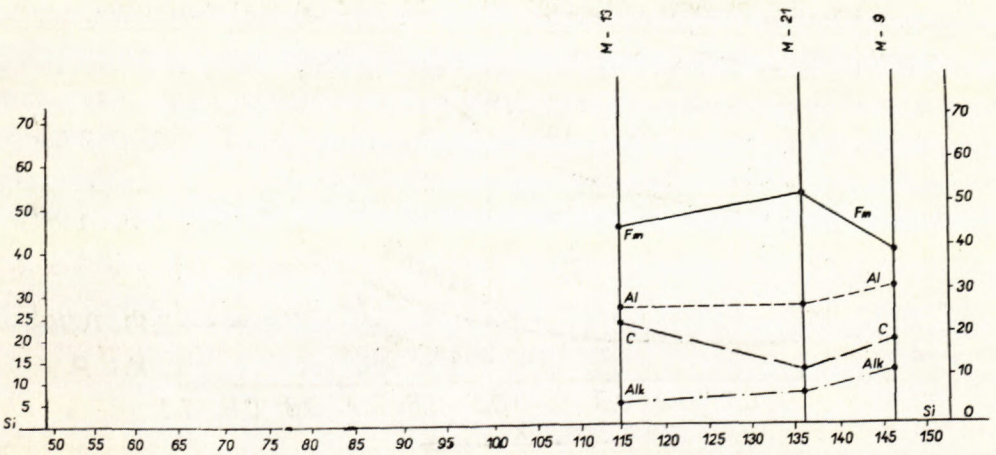


Abb. 7. Nigglis Diagramm der Gabbrogesteine von Smolník. Jaroslav Chmelík — 1964.

Klasse 5, Gruppe 19, Untergruppe B; M-20: Klasse 4, Gruppe 15, Untergruppe A; M19: Klasse 5, Gruppe 19; M-16: Klasse 4, Gruppe 15, Untergruppe A. Sie sind leukomelanokrat.

Im ganzen sieht man also, dass es sich in beiden Lavaströmen um drei Magmatypen handelt, die gegenseitig von dem gabbroidischen im Unterteil der Ströme, über die pyroxenisch-gabbroidischen zu den gabbrodioritischen, dunklen Magmas oben, variieren. Mit Rücksicht auf kleine Mächtigkeiten der Lavaströme handelt es sich also um sehr schwache, dennoch wahrnehmbare Äusserungen der diskontinuierlichen Gravitationskristallisationsdifferentiation im Sinne H. Hentschel's (1960) und sie erreicht nicht die Ausprägung, welche der zitierte Autor aus der 100 m mächtigen Lage der Diabase bei Limburg im Westdeutschland beschrieben hat. Dort kam es zu den diskontinuierlichen Übergängen von dem basischesten Magma im Unterteil des Stroms nach oben hin folgend: Pikrit-Zone — Olivindiabas-Zone — Zone des körnigen Porphyrdiabases — Zone des ophitisch-poikilitischen Diabases — Quarzdiabas-Zone — wiederum Übergang in den ophitisch-poikilitischen Diabas. Erst darüber folgt die Zone der chloritischen Gesteine, die nach Hentschel die Restschmelze des Diabasmagmas darstellen, welche durch den Einfluss des Wassers in Chlorit umgewandelt wurde

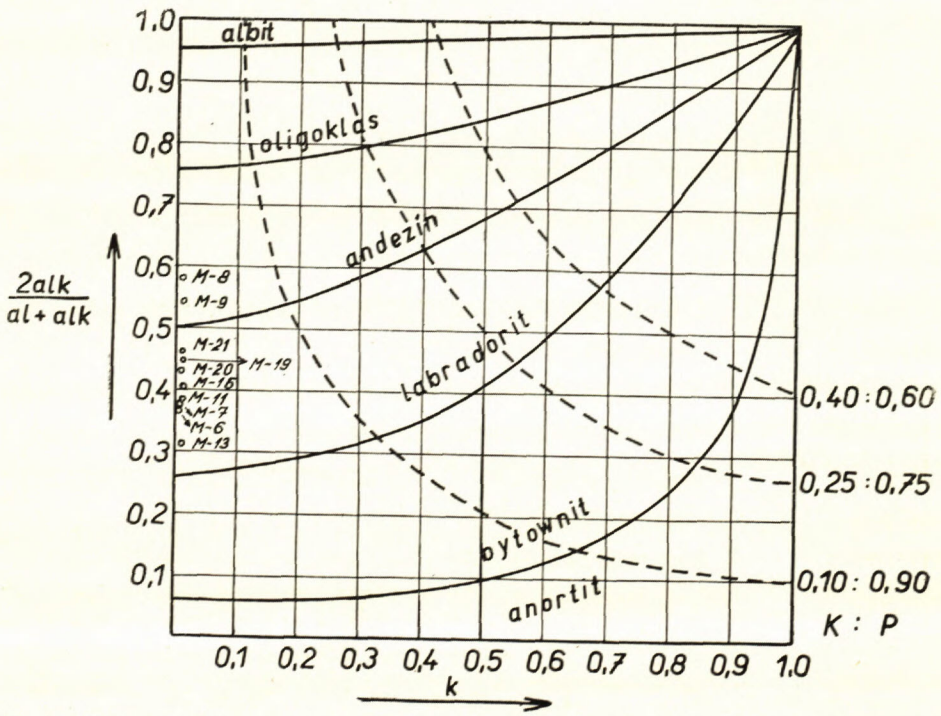


Abb. 8. Diagramm der normativen Feldspäte in den Gabbrogesteinen von Smolník. Jaroslav Chmelík — 1964.

(zu Lasten der Pyroxene). Dabei kam es zum Überschuss der Kieselsäure und so zur Bildung des Quarzes.

Analoge Differentiationsprozesse in den Basaltmagmen hat Daubert's (1953 in Gansser 1954) aus Haiti beschrieben, wo man die Übergänge aus Peridotiten über Gabbrodiabase in die Pillowlaven sieht. Analog beschreibt Morton (1959; in Hentschell 1960) aus Oman auf der Arabischen Halbinsel gleichartige Fälle der Differentiation. Zu identischen Schlussfolgerungen gelangen auch mehrere französische Geologen beim Studium der mächtigen Doleritlavaströme im Westafrika auf dem Territorium von Guinea und Mali (P. Legoux — mündliche Information 1960). Nach den meisten zitierten Autoren ist es jedoch sehr schwierig die Gesetzlichkeiten der Gravitationskristallisationsdifferentiation in den in verschiedene Grade metamorphisierten basischen Gesteinen zu studieren. Im Falle von Smolník, wo die Gabbrogesteine im Silur der Gelnica-Serie, die in den epizonalen Bedingungen mindestens zweimal metamorphisiert wurde (variszisch und alpidisch), sind wahrscheinlich infolgendessen die Unterschiede in den Differentiationsäusserungen schwächer.

Was den geochemischen Charakter der Gabbrogesteine und die Gehalte an Spurelementen in ihnen betrifft, führen wir in der Tab. 2 die semiquantitativen Spektralanlaysen der untersuchten Proben aus dem Stollen Mier an (Analytiker G. Kupčo). Vom Standpuknte der Beziehungen dieser Gesteine zu den Horizonten der chloritischen Phyllite im höheren stratigraphischen Hangenden (die in Smolník kieserzführend sind) ist es beachtenswert, dass diese Gabbrogesteine erhöhte Anteile an Metallelmenten Zn, Pb, Cu, Ni und Co ausweisen, u. zw. annähernd in den Relationen, die man in den erzführenden chloritischen Phylliten sieht, worauf wir schon an anderer Stelle hingewiesen haben (Ilavský 1964). Die Gehalte an diesen Elementen in den Gabbrogesteinen von Smolník hängen von den akzessorischen Mengen des Pyrits und Chalkopyrits ab, die man beim mikroskopischen Studium des Dünnschliffsmaterials feststellte und so konnten nicht einmal die Mineralien: Sphalerit, Galenit, Pentlandit, bzw. weitere, wie es aus den Diabasgesteinen des Reviers Lahn-Dill in Deutschland F. Daube (1961) beschrieben hat, festgestellt werden. Das Auftreten des Pyrits in der Form von kubischen Metakristallen in der Grundmasse der Gabbrogesteine und des Chalkopyrits in der Assoziation mit dem Quarz in der Form von Anhäufungen bis Aderchen, weist auf ihre Entstehung im hydrothermalen Stadium, oder während der Metamorphose hin. Keinesfalls kann man sie als nachträglich durch die aszendenten Lösungen aus der Tiefe gebrachte, sondern als genetisch der Gabbromasse gehörende Gebilde betrachten. Dieser Umstand scheint uns ein Beweis der klaren und engen genetischen Beziehungen zwischen den Gabbrogesteinen, resp. dem Magmatismus und Pyrit-Chalkopyrit-Vererzung des exhalativ-sedimentären Ursprungs zu sein.

Während der Verarbeitung des Materials für diesen Beitrag haben wir einige

weitere Lokalitäten der Gabbrogesteine in den Arealen der Gelnica-Serie besichtigt behufs des Vergleiches ihrer geologischen Position, Struktur, Textur, Petrographie und der Beziehungen zu verschiedenen Vererzungstypen mit den Verhältnissen in Smolník. Eingehender haben wir hauptsächlich die Lokalitäten auf der Trochanka, südlich von der Gemeinde Prakovce, Jalovičí vrch (Sterkenberg) bei Mníšek und Hrable zwischen Švedlár und Mníšek besichtigt. Auf Grund der eingehenden Erkenntnisse aus Smolník konnten wir konstatieren, dass es sich in allen Fällen um übereinstimmende Verhältnisse (was die Geologie, Struktur-Textur und Petrographie betrifft), handelt und Unterschiede kommen bloss in den Arten und Typen der Erzmineralien, die an sie gebunden sind, vor.

Auf dem Berg Jalovičí vrch bei Mníšek liegt in der Schichtenfolge, die P. Grecuła (1963) den Vlachovoer Schichten zuordnet, in ihrem obersten Teil ein Horizont der chloritischen Phyllite, Diabastuffe und -tuffite mit dem ausgedehnten Körper der Gabbrogesteine. Im Sinne Fusan's — Kantor's (1954) betrachtet P. Grecuła diesen Körper als einen intrusiven, hypoabyssalen Körper, der einen Zufuhrkanal der devonischen Phyllit-Diabas-Serie darstellt, obwohl die Diabase, ihre Tuffe und Tuffite ihm nach in die Gelnica-Serie gohören. Im Sinne unserer Interpretation handelt es sich jedoch um einen konkordanten Lavastrom des gabbroidischen Magmas, der im Hangenden durch Diabase, ihre Tuffe und Tuffite, sowie chloritische Phyllite begleitet ist und über ihnen kommen dann Porphyroide vor. An den Horizont der basischen Tuffe und Tuffite bindet sich eine flözartige, exhalativ-sedimentäre Kieslagerstätte mit dem Pyrit, Chalkopyrit, Galenit und Sphalerit, deren absolutes Alter auf Grund der Bleiisotope kambrisch ist (Ilavský — Kantor in Slávik mit Koll. 1965). Die Lagerstätte wurde in der variszischen und alpidischen Ära nachträglich metamorphisiert.

Im Raume von Trochanka, südlich von der Gemeinde Prakovce, tritt in dem Streifen der dunklen Phyllite, die man stratigraphisch in Orodovizium eingliedert (Ilavský — Kantor in Slávik mit Koll. 1965) ein Flözkörper der Gabbrogesteine des Smolník-Typus auf. Tektonisch ist er in Schollen zerstückelt. Inmitten der Gabbrogesteine beobachtet man dünne Lagen der Diabastuffe. Den Strukturen und Texturen, sowie den Beziehungen zu den phyllitischen Nebengesteinen nach handelt es sich um identische Verhältnisse wie in Smolník. In den Gabbrogesteinen sind schichtförmige Vererzungen der Magnetite des intramagmatischen Typus entwickelt (Ilavský in Slávik mit Koll. 1965). Genetisch stellen die Gabbrogesteine gleichfalls einen untermeerischen Lavastrom dar.

Das Vorkommen der Gabbrogesteine bei der Eisenbahnhaltestelle Píla na Hrabliach bei Švedlár haben Fusan — Kantor (1954) als Zufuhrkanäle der Phyllit-Diabas-Serie beschrieben. Durch das eingehende strukturell-geologische Studium der Umgebung des Vorkommens haben wir konstatiert, dass die Gabbrogesteine in der Form von konformen, schichtigen Körpern im Komplexe der Gelnica-Serie liegen. In ihrem Liegenden befindet sich mächtigere Schichtenfolge der Quarzporphyre bis Porphyroide. Diese gehen in das Hangende durch die schichtigen Quarzite in die quarzigen, gebänderten Phyllite mit den Einlagerungen der grauen bis dunklen Phillite über. Auf ihnen liegt der Komplex basischer, vulkanischer Gesteine, Diabase, ihrer Tuffe und Tuffite, und fein- und auch grobkörniger Gabbrogesteine. In ihrem Hangenden kommen wiederum Phyllite, Quarzite und hangende Porphyroide vor, die jedoch grösstenteils mit dem Alluvium von Hnilec bedeckt sind. Die Gabbrogesteine bilden also auch da einen konformen Körper, der mit der Schichtung der Gesteine der Gelnica-Serie, mit welchen er auch gemeinsam disloziert wurde, übereinstimmt. In den Gabbrogesteinen tritt eine sehr schwache Magnetitvererzung des intramagmatischen Typus auf, die genetisch mit der Mineralisation von Trochanka identisch ist.

Aus der geologischen Position der Gabbrogesteine auf den beschriebenen Lokalitäten folgt, dass sie als schichtige Körper in den Nebengesteinen lagern, überall durch Diabase, ihre Tuffe und Tuffite bis chloritische Phyllite begleitet sind, u. zw. sowohl im Liegenden, als auch in ihrem Inneren und hauptsächlich in ihrer hangenden Seite. Weiter sieht man in den Querprofilen durch die Körper verschiedene Körnigkeitsgrade, d. h. verschiedene Grade der Kristallisation, sie weisen gleichen Grad der Dislokationsstörung wie ihre Umgebung aus, die Ränder der Körper pflegen gleich geschiefert zu sein, wie ihre aus Phylliten bestehende Umgebung und schliesslich enthalten sie verschiedene Vererzungstypen, die durch ihre exhalativ-sedimentäre, oder intramagmatische Entstehung von dem zeitlichen und genetischen Zusammenhang mit den basischen Gesteinen zeugen (auch durch ihr absolutes Alter bestätigt), was alles darauf hiweist, dass die Gabbrogesteine synsedimentäre, subaquatische Lavaströme in der Gelnica-Serie sind. Die Wiederholung der Ergüsse der Gabbrogesteine des gleichen oder sehr nahen Typus in verschiedenen stratigraphischen Horizonten der Gelnica-Serie zeugt von der Persistenz der Aktivität der tief gelagerten Magmaherde des basischen Magmas während des kaledonischen Entwicklungszyklus. Sie repräsentieren in ihr die Glieder des initialen, ophiolithischen Vulkanismus.

Ausser der Gelnica-Serie kommen ähnliche Gabbrogesteine auch in der Phillit-Diabas-Serie an mehreren Stellen vor. Darüber haben L. Kamenický — M. Marková (1957) eingehender geschrieben. Mit diesen werden wir uns an dieser Stelle nicht eingehender befassen. Wir werden jedoch die basischen Gesteine des Gabbro-Typus im gemeriden Magnesitkarbon bei Jelšava erwähnen.

Auf den Nordhängen von Jelšavská Dúbrava hat die Gabbroamphibolite H Böckh (1905) mit der Emszt's chemischen Analyse beschrieben. Später hat diese Gesteine J. Šuf (1933, 1936) und zuallerletzt M. Mišík (1953) beschrieben. Es handelt sich um einen gedehnten „gangförmigen" Körper, der an der Basis des Oberkarbons lagert. Unter ihm kommen Phyllite, über ihm graphitische Phyllite, oder karbonische Kalke vor, evtl. ist die Berührung mit dem Hangenden verschüttet (M. Mišík). Die Randteile des Gabbrokörpers sind „geschiefert und durchgeknetet", infolgedessen besitzen sie die Form von zusammengepressten Diabastuffen. Ähnliches Gabbrogestein kommt nach Mišík auch bei Jelšava vor, wo „es mit den Diabasen, ihren Tuffen und kleinen Kalkbänken eng zusammenhängt". Diesem Autor nach „handelt es sich vielleicht um ein, unter dem Panzer der erstarrten, oberen Partien langsamer erstrarrendes Gestein".

Nach der geologischen Position dieses Körpers, sowie seinem petrographischen und petrochemischen Charakter kann es sich da um einen subaquatischen Lavastrom des gabbroidischen Magmas handeln, das sich in das seichte oberkarbonische Meer ergossen hat. Strukturell und texturell ähnelt es sehr den Verhältnissen in Smolník, der Unterschied in der chemischen Zusammensetzung ist vieleicht die Widerspiegelung eines anderen Alters des Gesteins.

Analoge gabbroidische, bzw. intermediäre, oder auch saurere Gesteine grobkörniger Strukturen, oft in Begleitung von zugehörigen Tuffen und Tuffiten, wurden in letzten Jahren aus zahlreichen Kieslagerstätten der Welt beschrieben.

Ein von den bekanntesten solchen Gebieten ist Ural, wo A. N. Zavarickij (1941) im Liegenden der Kieslagerstätten Körper der Plagiogranite und Diorite als Lavaströme beschrieben hat und in ihrem Hangenden befinden sich häufigere Tuffe und Tuffite. Analoge Gesteine treten in der Nähe der Kieslagerstätten im dschungarischen Ala-Tau (T. N. Šadlun 1959), auf Rudnyj Altaj (V. I. Smirnov 1960), in Zabajkal (L. I. Salop 1954) und auf zahlreichen anderen Lagerstätten in SSSR auf. Auch in Polen, im Swiatokrzysz-Gebirge hat analoge Gesteine in der Nähe der Kieslagerstätten K. Piekarski (1961) beschrieben. Besonders eingehende Studien mancher Arten der basischen und sauren Eruptivgesteine in Skandinavien haben Magnusson 1953), Carstens (1055), Hjelmquist (1956) und Oftedahl (1958) durchgeführt. Sie haben ihren effusiven Charakter und genetische Beziehungen zu verschiedenen Kies- und Magnetitlagerstätten nachgewiesen. Den effusiven Charakter der Quarzporphyre im bekannten Revier mit den Kieslagerstätten Huelva, Rio Tinto hat A. R. Kinkel (1962) nachgewiesen. Ähnlich auch im bekannten Revier von Katanga und Nordrhodesien betrachtet man zuallerletzt die ausgehehnten Körper der Gabbrogesteine im Liegenden der sulfidischen Erze als mächtige Lavaströme (Pienaar und R. H. Shales 1962). Auch auf der bekannten australischen Lagerstätte Mount Isa beschreibt E. K. Carter (1960) die basischen Gesteine als mächtige untermeerische Lavaströme. Auch im klassischen Revier Deutschlands Lahn-Dill beschreibt man die körnigen Eruptivgesteine zuallerletzt als untermeerische Lavaströme und -ergüsse (E. Lehmann 1943; H. Hentschel 1960).

Die angeführten Beispiele aus den schichtigen Kieslagerstätten der Welt zeigen, dass man die gangförmigen, hypoabyssalen oder aderförmigen Körper der sog, kleinen Intrusionen der sauren, oder basischen Gesteine heutzutage schon nicht mehr eindeutig für jüngere Eruptivgesteine hält, sondern auf Grund der eingehenden strukturell-tektonischen, texturellen, petrographisch-petrochemischen und anderen Studien sich ihr vulkanischer, effusiver Charakter zeigt, wie wir es auf dem Beispiel der sog. „Gabbrodiorite" von Smolník erörtert haben.

Schlussfolgerungen

Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Smolník lagern im Komplexe der dunklen Phyllite des silurischen Smolník—Luciabaňa-Streifens. Sie wurden vom Standpunkte ihrer geologischen Position, ihrer Beziehungen zu den Nebengesteinen, des strukturell-tektonischen Charakters, ihrer petrographischen Struktur und Textur, Petrographie und Geochemie eingehend untersucht. Aus den durchgeführten Studien ergeben sich folgende neue Erkenntnisse:

1. Die Gabbrogesteine bilden im Silur von Smolník einen ausgedehnten, tafelförmigen Körper, der konkordant mit der Schichtung der phyllitischen Nebengesteine in der Länge von gegen 7 km lagert. Der Gabbrogesteinskörper ist in der Längs- und Querrichtung durch Systeme der Überschiebungen und Brüche in gleicher Intensität, wie die sedimentären Nebengesteine gestört.

2. Untere Seite der Gabbrokörper (stratigraphisch) pflegt gegen die liegenden Phyllite scharf zu sein, jedoch die obere, hangende Seite zeigt allmähliche Übergänge in die Tuffite basischer Zusammensetzung bis in die chloritischen Phyllite mit den Lagen graphitischer Phyllite.

3. Die Ränder der Gabbrokörper pflegen durch den Druck und Dynamometamorphose im gleichen Masse, wie die phyllitischen Nebengesteine betroffen zu sein. Was die Struktur betrifft, sind sie an den Rändern kompakt und feinkörnig, während man in den Zentralteilen der Körper die mittel- bis grobkörnigen Strukturen beobachtet, die an echte Intrusivgesteine erinnern. Schwach geschichtete Texturen der Gabbrogesteine an den Rändern der Körper sind zum Teil primär fluidal und zeugen vom effusiven Charakter der Gesteine.

4. Petrographische und petrochemische Zusammensetzung der Gabbrogesteine, die quer durch die Körper eingehend studiert wurde, hat eine schwache Gravitationskristallisationsdifferentiation des Magmas in den Grenzen des gabbroidischen, pyroxengabbroidischen bis gabbrodioritischen Magmas gezeigt. Im obersten Teil des Lavastromes hat bei genügendem Wassergehalt anstatt des Amphibols Chlorit kristallisiert, wobei der Überschuss an Kieselsäure entstand, was zur Bildung des Quarzes mosaikartiger Struktur geführt hat.

5. Mineralogische und geochemische Untersuchung der Gabbrogesteine hat die Anwesenheit von Pyrit, Chalkopyrit, sowie von Elementen Pb, Zn, Cu, Co, Ni in etwas erhöhtem Masse gezeigt. Chalkopyrit und Pyrit sind im hydrothermalen oder metamorphen Stadium entstanden, jedoch der Ursprung der Metalle ist offenbar synvulkanisch.

Auf Grund der durchgeführten Studien kann man schliessen, dass die Gabbrogesteine von Smolník und anderen Stellen, subaquatische, synsedimentäre Lavaströme des Gabbromagmas in verschiedenen stratigraphischen Horizonten der Gelnica-Serie darstellen. Die Zufuhrwege aus grossen Tiefen kann man nicht feststellen, man kann sie nur auf Grund der jetzigen Lagerung im Horizonte des Kambriums (Vlachovoer Schichten), Ordoviziums (Streifen der dunklen Phyllite von Zlatý Stôl und Volovec) und des Silurs (dunkle Phyllite des Streifens Smolník—Luciabaňa) ableiten. Die gabbroidischen, grobkörnigen Gesteine begleiten Diabase, ihre Tuffe und Tuffite bis chloritische Phyllite. An die körnigen, gabbroidischen, basischen Gesteine binden sich die Magnetitvererzungen des intramagmatischen Typus, während sich an die Lagen der basischen Tuffe, Tuffite und chloritischer Phyllite die exhalativ-sedimentären Mineralisationen vom Typ der Kiese mit dem Pyrit, Chalkopyrit, Galenit und Sphalerit binden.

Geologisches Institut D. Štúr's,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

SCHRIFTTUM

[1] Böckh J., 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy und Hradek. Mitteil. aus d. Jahrb. d. k. Ungar. Geol. Anstalt, Bd. *14*. Budapest. — [2] Carstens H., 1955: Jernmalmene in det westlige Trondjemsfelt og forholdet til Kisforekomstene. Norske Geol. Tidskr. *35*,

Oslo. — [3] Daube Fr., 1961: Erzmineralien im Verband mit den Diabasen des Oberharzes. Bergbauwissensch., Nr. 187, Jhg. 8, Heft 16, Wien. — [4] Farkas J., 1917: A kénkovand ismertetése minoség, földolgozás, földtani település, bányaszati fejlödes és közogazdasági jelentőség... Bányaszati és Kóhaszati Lapok, Budapest. — [5] Fändrich H., 1898: Der Schwefelkiesbergbau der oberungarischen Berg. und Hüttenwerks Aktiengesellschaft bei Schmöllnitz in Zipser Comitat. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen, Bd. 46. — [6] Fisher N. H., 1960: Review of evidence of genesis of Mt. Isa orebodies. Report from 21. Internat. Geol. Congr. Copenhagen. — [7] Fusán O. — Kantor J., 1953: Chalkografické pozorovania na sulfidickom ložisku Alžbeta v Bystrom Potoku. Geolog. Sbor. IV/3—4, Bratislava. — [8] Fusán O. — Kantor J., 1954: Zpráva o geologickom výskume na liste Švedlár (4465/4). Geologické práce, Zprávy 1, Bratislava. — [9] Fusán O., 1956: Paleozoikum gemeríd. Geolog. práce, zoš. 46, Bratislava. — [10] Gansser A., 1959: Ausseralpine Ophiolitprobleme. Eclog. Geolog. Helvetiae, Vol. 52, Basel. — [11] Gjelsvik T., 1960: Skorovass pyrit deposit, Grong area, Norway. Report of the XXI. Sess. Internat. Geolog. Congr., Copenhagen. — [12] Greculа P., 1963: Náčrt geologicko-štruktúrnych a ložiskových pomerov medzi Mníškom a Prakovcami. Geolog. práce, Zprávy 29, Bratislava. — [13] Gruszczyk H., 1963: Uwagi w sprawie dyskusii nád genezą złoża rud międzi w Międzianej Górze. Przegląd Geologiczny, No. 10, Warszawa. — [14] Hentschel H., 1960: Zur Frage der Bildung der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typus. Freiberg. Forschungshefte. — [15] Hjelmquist S., 1956: On the occurence of ignimbrite in the Pre-cambrian. Sveriges Geolog. Unders., Ser. C, No. 542, Stockholm. — [16] Ilavský J., 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. Výročná zpráva za r. 1958. Manuscript; GÚDŠ, Bratislava. — [17] Ilavský J., 1964: Smolník-gissement stratiforme polymétamorphisé de minerais sulfurés. Geol. sbor. XV/2, Bratislava. — [18] Ivanov M. — Kupčo G., 1960: Distribúcia a asociácie stopových elementov v magmatických a sedimentárnych horninách gemeríd. Manuscript; Bratislava. — [19] Joos L., 1886: Jelentés a szomolnoki mag. kir. réz és vaskovandbánya földtanilag és bányamértanilag... Manuscript; Železnorudné bane, Smolník. — [20] Kamenický L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemeríd. Geolog. práce, Zošit 45, Bratislava. — [21] Kantor J., 1962: Isotopen des „gewöhnlichen" Bleies auf einigen Erzlagerstätten der Westkarpathen. Geolog. práce, Zošit 61, Bratislava. — [22] Kinkel A. R., 1962: Observation on the pyrite deposits ot the Huelva district, Spain, and their relation to the volcanisme. Economic Geology, Vol. 57. — [23] Klinec A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geolog. práce, Zošit 56, Bratislava. — [24] Lehmann E., 1941: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar. — [25] Magnusson N. H., 1953. Malmgeologi. Stockholm. — [26] Mendelsohn F., 1961: The Geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. — [27] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geologický sborník IV/3—4, Bratislava. — [28] Oftedahl Cr., 1958: A Theory of exhalative-sedimentary ores. Geolog. Forh. Stockholm. — [29] Papp K., 1919: Eisenerze und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest. — [30] Piekarski K., 1961: W sprawie genezy złoża rud międzi w Międzianej Górze koło Kielce. Prace geologiczne, No. 3. Warszawa. — [31] Salop L. I., 1954: Metamorfizm rudnych mineralov v piritizovanych tolščach severnoj časti kabalskoj gornoj oblasti. Izvestija A. N. SSSR, serija geolog., Moskva. — [32] Schneiderhöhn H., 1931: Bericht über die petrographischen Untersuchungen der Gabbrodioriten von Schmöllnitz. Manuscript; Železorudné bane, Smolník. — [33] Schneiderhöhn H., 1944: Erzlagerstätten. Jena. — [34] Shales R. H., 1962: Hydrothermal versus syngenetic theory of Ore deposition. Econom. Geology, Vol. 57. — [35] Slávik J. s kolektívom, 1965: Nerastné suroviny Slovenska. SVTL, Bratislava. — [36] Smirnov V. I., 1960: Über die möglichen exhalativen und exhalativ-sedimentären Kiesvorkommen in der Sowietunion. Freiberg. Forschgsh. — [37] Steinhausz J., 1896: Der Kupfer und Schwefelkiesbergbau von Schmöll-

nitz. Berg. und Hüttenmän. Jahrb. d. k. k. Bergakademien. — [38] Stelzner—Bergeat, 1904: Die Erzlagerstätten. Leipzig. — [39] Šadlun T. N., 1959: Nekotoryje zakonomernosti projavlenija metamorfizma v bogatych piritom svincovocinkovych rudach Tekelijskovo mestorožodenija. Geolog. rudnych mestorožděnij, Moskva. — [40] Šuf J., 1932: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet zwischen Štoos—Schmöllnitz und Uhorná. Manuscript; Vysoká škola báňská, Příbram. [41] Šuf J., 1935: Magnesitová ložiska a geologické poměry okolí Jelšavy. Báňský svět, Praha. — [42] Šuf J., 1936: Příspěvek k poznání geologie a petrografie jihovýchodní části Slovenského rudohoří. Carpatica, Bratislava. — [43] Vogt J. H. L., 1894: Über die Kieslagerstätten vom Typus Rörös, Vigsnäs, Sulitelma in Norwegen und Rammelsberg in Deutschland. Zeitschr. für praktische Geologie. — [44] Vogt J. H. — Krusch P. — Beyschlag F., 1921: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Stuttgart. — [45] Webb J. S., 1958: Observations on the geology and origin of the San Domingos pyrite deposit, Portugal. Comunicac. d. Serv. Geol. Portugal, Lisboa. — [46] Zavarickij A. N., 1941: Nekotoryje osnovnyje voprosy geologii Urala. Izvestija Akad. nauk SSSR, Moskva.

Erklärungen zu den Tafeln VII—VIII

Tafel VII

Foto 1: Dünnschliff von der Probe M-20. Grobkörnige Varietät des Gabbrodiorites. Oben links grosser Amphibol, rechts lamellierte Feldspäte, bzw. auch Feldspäte ohne Lamellen, mit feinen Chloritkörnern. Rechts unten, zwischen den Leisten des Plagioklases, der ophitische Struktur bildet, ist Epidot-Kalzit und schwach pleochroischer Chlorit. — Foto 2: Dasselbe, wie auf dem vorstehenden Bild, bloss sind die Nikols gekreuzt. — Foto 3: Dünnschliff der Probe M-8. Ophitische Struktur. Zwischen den Leisten der Plagioklase (hellgrau) ist Chlorit, Kalzit, Quarz (dunkelgrau, feinkörnig), die durch die Zersetzung der dunklen Mineralien entstanden. — Foto 4: Dünnschliff von der Probe M-1. Relikt-ophitische Struktur. Dunkle Mineralien haben sich nicht erhalten, an ihrer Stelle hat sich Chlorit (dunkelgrau, heterogen), Kalzit (hell, grobkörnig, lamelliert) und Quarz (hell, mittelkörnig) erhalten.

Tafel VIII

Foto 5: Dünnschliff von der Probe M-19. Ophitische Struktur. Dunkle Mineralien haben sich nicht erhalten, an ihrer Stelle sind Chlorit, Kalzit, Quarz. — Foto 6: Dünnschlieff von der Probe M-13. Ophitische Struktur bloss in Relikten (Mitte und linker Teil des Bildes), auf der restlichen Fläche sind geänderte Strukturen und Mineralien. — Foto 7: Dünnschliff von der Probe M-21. Randteil des Gabbrodiorites. Feinkörniger Quarz mit den Relikten der dunklen Mineralien (hellere Streifen in der Mitte und links oben). Sie sind durch Chlorit, Serizit und opake Mineralien gebildet. In der feinkörnigen Grundmasse Quarz (hell) und opake Mineralien (dunkel).

Bei allen Fotos 36 fache Vergrösserung. Foto Fr. Vrbovský, GÚDŠ

ANNA MIHALIKOVÁ—MÁRIA ŠIMOVÁ

FINAL BASALT VULCANISM IN WEST CARPATHIANS

(Petrography and Petrochemistry)

Abstract. The products of the final basalt vulcanism of the interior margin of West Carpathians possess an outstanding position in the system of young Tertiary and Quaternary extrusive rocks due to specific mineral composition, structural and petrochemical character.

In the complex of final basalt rocks of lava character according to modal and normative composition two main groups — tholeiite and alkaline have been determined.

This paper deals with the character of these two groups and the related rocks, with the general evolution of the final basalt vulcanism and its principal petrogenetic and petrochemical character.

Introduction

The products of the final basalt vulcanism occur in the region of Central Slovakia Mts. (vicinity of Nová Baňa, Banská Štiavnica, Zvolen) Fiľakovská vrchovina Hills (neighbourhood of Fiľakovo) and Lučenec basin. The relation of these basalt rocks to older neovolcanics of West Carpathians is controlled by the different geotectonic position. The basalt rocks extruded to the surface after partial consolidation of Carpathian back — land in the period between the uppermost Tertiary and Quaternary. The rocks discussed in the paper belong to the main phase of final vulcanism and the term basalt rocks has to be understood in a broad sense. The stratigraphic determination of these basalt rocks (Upper Tertiary-Pleistocene) is based upon the relations to andesite and rhyolite complexes and fossil proof as well (Böckh 1901; Körmos 1916; Fejfar 1957; Čechovič 1959).

The most frequent forms of occurence are effusive flows, cupolas and subvolcanic intrusive dykes (Kuthan — Karolus 1961). Intensity of basalt vulcanism in the relation to that of andesites and rhyolites is small (Kuthan 1951) along the interior margin of West Carpathians. The maximum basalt vulcanism is concentrated in the region of Fiľakovská vrchovina Hills and Lučenec basin also with accompanying pyroclastic equivalents.

Remarks on the Classification

The classification problem of basalt rocks which are generally regarded as effusive equivalents of the gabbro group is being recently widely discussed. Concerning the tholeiites, alkali basalts and plateau basalts these terms belong to the principal nomenclature of basalt rocks (K e n n e d y 1933). According to the above classification the tholeiites are SiO_2 saturated rocks whereas alkali basalts represent undersaturated or unsaturated basalt rocks. As indicated by numerous discussions (K u n o 1957) the basic difference between these two types makes the presence or absence of olivine and pyroxene and their relation.

The question of classification become one of the most important in case of the studied basalt rocks of West Carpathians. Classification of these rocks according to modal composition is difficult and in some cases (the whole groundmass vitreous) impossible. After the examination of several schemes we have chosen for the rough classification the normative composition. Minute variations are expressed by modal composition.

The general classification adopted for the products of basal vulcanism of West Carpathians is the following:

I. Tholeiite basalts normative hypersthene normative quarz (±) + Q (Larsen)	Tholeiite olivine basalts contain 15 % and more modal olivine
II. Alkali basalt normative olivine normative nepheline (±) — Q (Larsen)	Alkali basalts contain 5 % and more modal olivine Alkali hornblende basalts: 5 % and more modal olivine, hornblende Basanitoides — modal nepheline Limburgitoid basanites: modal nepheline, volcanic glass Basanites: more modal nepheline, ± feldpathoids

The rocks belonging to the Ist or IInd group differ by the presence or absence of normative hypersthene. Differentiation of types in the main groups have been completed according to modal composition (the group of tholeiite and alkali basalts represents altogether 18 principal petrographic types).

As supplementary criterion for the main groups is the alkali : SiO_2 ratio. The general character of the final volcanic basalts is completed by the relation to the alkali rocks (P e a c o c k 1931) and relations calcic Or : Ab : An and Q : Fsp : Fm.

Petrography and Petrochemistry

Petrographical and petrochemical analyses of the Tertiary subsequent volcanic products (K u t h a n 1948, 1956, 1957, 1961; Š a l á t 1953, 1956; F i a l a 1949, 1933, 1953, 1955, 1957; L u k á č 1957; F o r g á č 1958; S o b o l e v 1957; Č a j k o v á 1953, 1955) as well as the products of the initial phase of the final

basalt vulcanism (Kettner 1928; Schwartz 1954) and the main phase of the final basalt vulcanism (Fiala 1928, 1931, 1952; Čajková 1957, 1958; Miháliková 1963; Šímová 1963; Varga 1956) indicate that the products of the latest basalt volcanic phase represent rocks with specific modal and normative composition.

1. The group of tholeiite basalts is characterized by: normative hypersthene; normative quartz; modal olivine; + Q (Larsen). In the group are included plagioclase basalts with olivine.

The rocks are dark gray to black in colour, phaneritic to aphanitic, holocrystalline — porphyric with negligible amounts of glass in groundmass.

Basic constituents: Olivine (Fe_{40-45}), pyroxene (Fe_{15-20}), plagioclase (An_{60-83}). The rocks occur in the Central Slovakia Mts. in the region south of Zvolen.

2. The group of alkali basalts is characterized by: modal olivine; modal nepheline; normative olivine; normative nepheline; — Q (Larsen).

The rocks megascopically are gray (light — gray) or black, if phaneritic than more fine grained than tholeiites, predominantly aphanitic, frequently of amygdaloidal or porous structure.

Basic constituents: Olivine (Fa_{42-28}), pyroxene (Fe_{15-40}), plagioclase (An_{40-82}). Especially characteristic for this group is the presence of Ti-augite, aegirine-

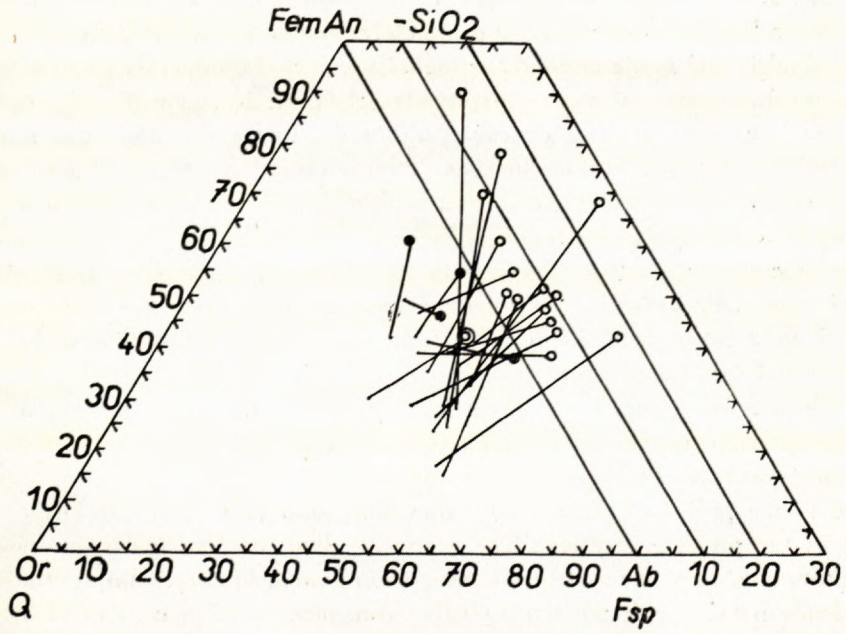


Fig. 1. Basalt rocks of final vulcanism in West Carpathians in Larsen projection system. — ● tholeiite basalts; ○ alkali basalts; ⊙ alkali hornblende basalts.

augite, basalt amphibole, hornblende, rhoenite, albite, sanidine, orthoclase, nepheline, analcime and several other zeolite minerals in the matrix (thompsonite, natrolite). In this group included are the basalt rocks of Fiľakovská vrchovina Hills and Lučenec basin as well as the basalt rocks in the vicinity of Nová Baňa and Banská Štiavnica.

Due to a variegated mineral composition in the group of alkali basalts we have differentiated: *alkali hornblende basalts, alkali olivine basalts, basanitoids limburgitoidal basanites and basanitoids.*

The evolution of particular mineral constituents of both tholeiite and alkali basalts show in general sequence homologous with the reaction series. *Mafic constituents:* magnetite — olivine — pyroxene — hornblende — biotite; *felsic constituents:* basic plagioclase-acid plagioclase — K, Na feldspar ± nepheline ± zeolite.

The sequence of *felsic minerals* in the group of *alkali basalts* is terminated by nepheline or zeolites (in groundmass), in the group of *tholeiite basalts* by more acid plagioclases or K, Na feldspars. Nepheline and zeolite minerals in the second group are exceptional.

The sequence of *mafic minerals* in the group of *alkali basalts* is complete (however not all minerals as substantial and not in all differentiated groups) whereus in the group of *tholeiite basalts* hornblende and biotite are not so remarkable. Due to the frequent changes in equilibrium of the compound several components have been partially or completely molten as indicated by the severly corroded felsic and mafic minerals or inclusions of mafic minerals in plagioclases.

Increased ammount of some constituents (H_2O, K, Na, and others) in certain crystallization stage contributed considerably the formation of certain minerals and to their specific relations such as: sanidine and opaque rims, development of rhoenite, needle form pargasite and zeolite minerals in the groundmass, development of phlogopite and many others.

The processes controlling the specific relations (e. g. resorbtion, recrystallization) and their various forms (e. g. corrosion lobes, reaction rands, zoning or sand glass structure of augite). In some cases these processes have been observed in both groups of basalt rocks.

If the mineral composition insufficiently proves the tholeiite and alkaline character of final basalts of West Carpathians than the normative — molecular composition serves as warranted indication.

Due to the positive Q (Larsen) value the group of tholeiite basalts appears inside of the projection system. The group of alkali basalts due to the negative Q appears outside of the system inclining to Fm value (Exceptional are the alkali hornblende basalts with positive Q value controled by high content of xenolite quartz locally completely molten). Alkaline and tholeiite character of final basalts is evident also from the average ratio of alkalies to SiO_2. In the recent years

the alkali: SiO_2 ratio is being considered as one of the determining criteria for the distinguishing of saturated and undersaturated or tholeiite and alkaline rocks (Yoder—Tilley 1962; Macdonald—Katsura 1964). According to this in the tholeiite rocks alkalies exceed 3 % while some Si poor alkali basalts contain less than 3 % of alkalies.

The *alkali:* SiO_2 ratio proves the alkaline character of the great majority of West Carpathian basalts practically of all occuring in the Fiľakovo—Lučenec area and some in the Central Slovakia Mts. (Nová Baňa, Banská Štiavnica). On the other hand the tholeiite character possess only certain basalts in the region of Central Slovakia (area south of Zvolen).

The K : Na ratio of tholeiite basalts ranges 1 : 1—1 : 2 in alkali basalts 1 : 1,5. The above analysis indicates that the complex of West Carpathian basalts rocks (including the inner rand) is in majority of alkaline character and only partially of tholeiite character. Further the average character of these rocks in relation to the alkali — lime system of rocks (Peacock 1931) will be discussed as well as the alkalies: MgO : Fe_2O_3 + FeO ratio.

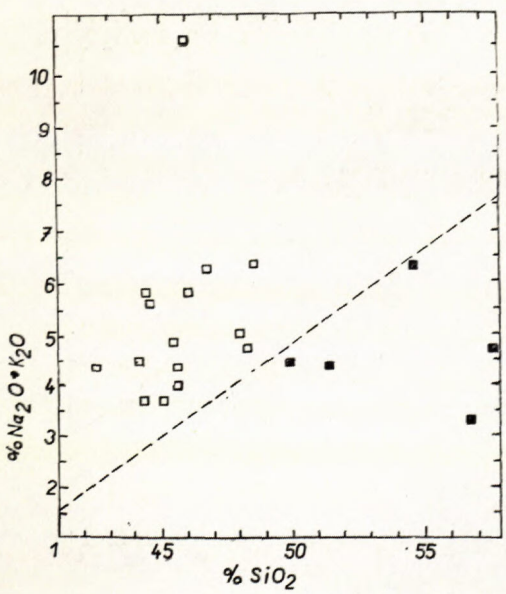


Fig. 2. Diagram of alkali: SiO_2 ratio. Basalts rocks of final vulcanism in West Carpathians. — ■ tholeiite basalts; □ alkali basalts.

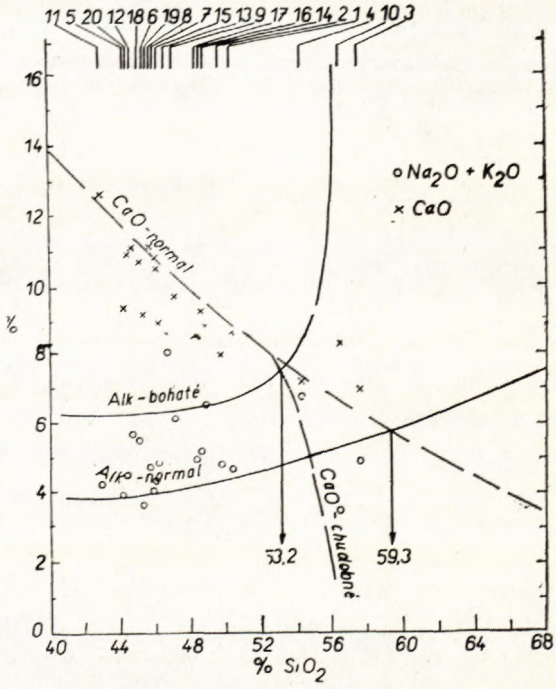


Fig. 3. $Na_2O + K_2O$ values of West Carpathian final volcanic basalt rocks. Analyses 1, 2, 3, 10, belog to tholeiite basalts the rest to the alkali basalts.

$Na_2O + K_2O$ and CaO values in tholeiite basalts are differing a little from the values given by Peacock. Alk value decreases due to the increase in CaO. In our tholeiite basalts alkalies are falling below normal value and CaO increasing over it. In alkali basalts some varietes show approximately normal CaO and alk values (mainly basanitoids) or have equal values. The majority of alkali rocks however inclines from normal to the rocks rich in alk with a simultaneous decrease of CaO.

$Fe_2O_3 + FeO$ and MgO values in tholeiite basalts vary (with smaller exceptions) around normal. Any increase in FeO is reflected in the MgO decrease.

In alkali basalts the Fe values expressively incline from normal to the group of Fe and Mg poor rocks. Those alkaline rocks where the difference is greater contain also the MgO compound higher even exceeding the normal.

The values of $CaO + MgO + FeO + 9\ (10\ Fe_2O_3)$ compounds show deviations in tholeiite basalts plus and minus from normal whereas the group of

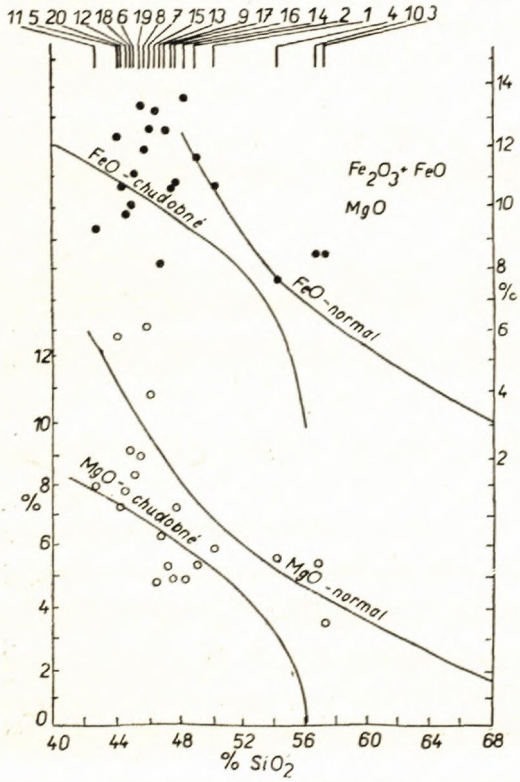


Fig. 4. $Fe_2O_3 + FeO$ and MgO values in basalts rocks of West Carpathians.

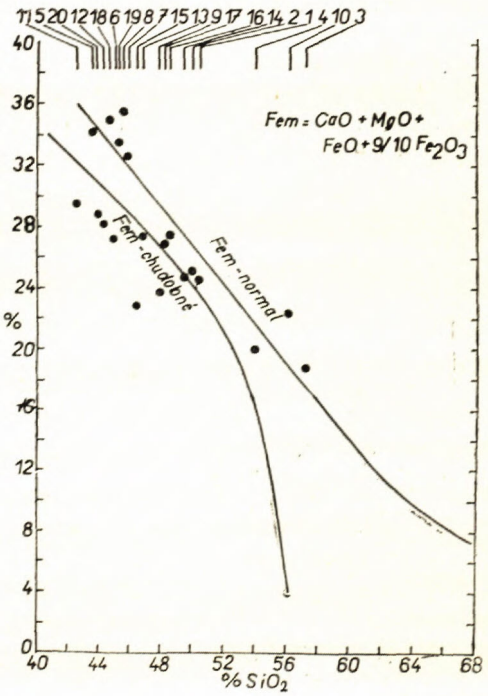


Fig. 5. $CaO + MgO + 1^9_0\ Fe_2O_3$ values from the basalt rocks of West Carpathians. Analyses 1, 2, 3, 10, tholeiite basalts the rest alkali basalts.

alkali basalts appears (predominantly) as a group poor in this respect and a small part of it a group of normal rocks.

*

Basing upon the above analyses we suggest the following scheme of evolution of the final basalt vulcanism:

(1) The evolution advanced from the group of saturated basalts to unsaturated. (2) Substantial role in this evolution played the gravitational and crystallizational differentiation. Subsidiary was the influence of assimilation processes. (3) The sequence of crystallization of individual minerals in every member of the group coincided roughly with the general sequence of reaction series. (4) The development of felsic and mafic components has been interrupted frequently due to unbalanced systems. (5) Major influence upon the development had the changing amount of volatiles. (6) The last stages of crystallization indicate a relatively increased K and Na content and consequently the formation of certain minerals specific for this stage.

It seams so far that the main petrographical, petrochemical and development characteristics of the final basalt vulcanism products of the interior West Carpathian margin are explained to certain extent. There is however a whole series of geological and petrographical problems in connection with the basalt vulcanicity which have still to be solved and which perhaps will explain better not only its principal but also the general character.

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

Translated by J. Kováčik.

REFERENCES

[1] Fiala F., 1938: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri B. Štiavnici. Sborník ŠBM II, Banská Štiavnica. — [2] Fiala F., 1952: Alkalické čadiče (bazanitoidy) od Tekovskej Breznice a Brehov pri Novej Bani na Slovensku. Sborník Nár. muzea v Praze. — [3] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdia severnej časti Prešovských hôr. Sborník SGÚ, vydaný k 50-tinám prof. Andrusova. — [4] Kuthan M., 1961: Výskum hlbokého podložia neovulkanitov a megaštruktúr neovulkanitov stredného Slovenska. Manuscript; GÚDŠ, Bratislava. — [5] Larsen E., 1938: Some new variation diagrams for groups of igneous rocks. Jour. of geol. 46. — [6] Miháliková A., 1964: Finálny bazaltový vulkanizmus JV Slovenska. In press. — [7] Peacock M., 1931: Clasification of igneous rocks series. Journ. geol. 39. — [8] Šímová M., 1963: Finálny bazaltový vulkanizmus Slovenského Stredohoria. In press.

Explanations to Plates IX—XII

Plate IX

Fig. 1. Intense resorbtion of olivine. Alkali basalts, Fiľakovská vrchovina Hills. — Fig. 2. Aegirine — augite cores in augites of tholeiite basalts of Central Slovakia Mts. — Fig. 3. Reaction rims of augite around aegirine — augite. — Fig. 4. Molten hornblende crystals relicts in a plagioclase phenocryst. Alkali basalt Central Slovakia Mts.

Plate X

Fig. 1. Molten hornblende crystals relicts in a corroded plagioclase showing polysynthetic and stress twinning. Alkali basalt Central Slovakia Mts. — Fig. 2. Magnetitization of hornblende. Alkali hornblende, Central Slovakia Mts. — Fig. 3. Rhoenitization of hornblende. Alkali hornblende, Central Slovakia Mts. — Fig. 4. Holocrystalline texture and prismatic granular groundmass. Tholeiite basalt, Central Slovakia Mts.

Plate XI

Fig. 1. Holocrystalline prismatic granular texture. Alkali basalts, Central Slovakia Mts. — Fig. 2. Holocrystalline texture and nepheline phenocryst. Central Slovakia Mts. — Fig. 3. Poikiloophitic texture of alkali basalt (Tephrite), Central Slovakia Mts.

Plate XII

Fig. 1. Anorthoclase albitization. Alkali basalt, Central Slovakia Mts. — Fig. 2. Filling of cavity by zeolite minerals (Thompsonite, heulandite, laumantite). Alkali basalt Central Slovakia Mts. — Fig. 3. Detail of amydaloidal texture. Amygdules are composed of zeolite, Central Slovakia Mts.

Photo Oswald.

KAROL KAROLUS

CONTRIBUTION TO THE CHEMISTRY OF CARPATHIAN NEOVOLCANIC ROCKS

In order to extend the solid knowledges on petrochemistry of Carpathian neovolcanics some 696 chemical analyses have been evaluated. Analyses concerned originated in majority from various published papers and one part from author's so far unpublished reports. From chemical analyses Niggli parameters were calculated and evaluated in Niggli's variation diagrams. Mean values were obtained from parameters by statistical analyses of C. Burri (1926). Statistical diagrams show the maximum concentration of projection points from which for every 50 si the curves representing idealized (mean) variation diagrams were constructed. Percentages of individual intervals were calculated and graphically evaluated in frequency curves (according to C. Burri — P. Niggli 1943) in order to receive the picture on the variation extent and frequency of parameters. Maximum values obtained by the above methods represent the average composition coresponding to neutral chemistry of andesite character.

Frequency Rate of Niggli Values

For the study of Niggli parameters *si, al, fm, c, alk, k, mg,* frequency were used their percentage values calculated for intervals according to Burri — Niggli (1943) method. Percentage values of intervals (Tab. 1) show the frequency curves (Fig. 1). Frequency of *si, al, c, alk* parameters is considered normal by 4 % (Burri — Niggli 1943) and *fm, k, mg* parameters by 5 %. Subnormal frequency ranges between 4 % and 8 % (5—10 % resp.). Strongly surnormal is over 8 % (over 10 % resp.). Subnormal frequency is regarded between 2—4 % (2,5—5 % resp.) and strongly subnormal less than 2 % (2,5 % less resp.).

Frequency of *si* parameter. The *si* parameter varies between 80 and 755. The change is gradual to 580 whereas further with interruptions. Its curve is asymmetrical along the whole interval and in peracid intervals even discontinuous. Asymmetrical extension is controlled by a very heterogenous percentual concentration of some intervals.

The most remarkable curve segment is formed by main maximum (18,2 %) coresponding to 170 *si* from which the percentage value decreases on both sides rapidly down to nearly 8 %. Intervals *si* 144 — *si* 212 in this curve segment are the most frequent including some 52,1 % of the whole amount of analyses. With the increasing acidity (to 270 *si*) frequency decreases down to 1,4 % remaining on this level approximately till 350 *si*. From this point on frequency increases slowly to the subsidiary maximum (3 %) of 430 *si* — 450 *si* twin interval with a curve peak far more gentle than that of main maximum.

The second characteristic subsidiary maximum (5,6 %) occures in 110 *si* interval communi-

Tab. 1

si	K %	SAC %
0 — 2	—	0,2
2,5— 4	—	—
4,5— 6	—	—
6,5— 8	—	0,2
8,5—10	—	0,4
10,5—12	—	1,0
12,5—14	—	1,0
14,5—16	0,6	0,9
16,5—18	1,2	2,5
18,5—20	2,9	1,6
20,5—22	2,9	3,8
22,5—24	2,6	3,4
24,5—26	3,5	4,3
26,5—28	5,2	4,8
28,5—30	9,9	6,6
30,5—32	10,1	7,1
32,5—34	11,7	8,1
34,5—36	10,1	8,7
36,5—38	7,5	7,9
38,5—40	5,3	7,9
40,5—42	4,2	7,8
42,5—44	3,5	5,4
44,5—46	5,9	6,1
46,5—48	6,1	5,5
48,5—50	3,2	2,4
50,5—52	1,0	1,3
52,5—54	1,9	0,4
54,5—56	0,9	0,1
56,5—58	—	—
58,5—60	—	0,1
60,5—62	—	—
62,5—64	—	—
64,5—66	0,1	—

si	K %	SAC %
41— 60	—	0,2
61— 80	—	1,1
81—100	2,5	2,7
101—120	5,6	6,7
121—140	5,2	9,6
141—160	8,9	9,2
161—180	18,2	9,7
181—200	16,6	7,1
201—220	8,4	8,9
221—240	5,5	6,8
241—260	2,7	5,7
261—280	1,4	4,7
281—300	1,4	3,5
301—320	1,3	3,6
321—340	1,4	2,4
341—360	1,3	3,1
361—380	2,3	2,0
381—400	2,7	2,0
401—420	2,6	0,8
421—440	3,0	2,2
441—460	3,9	2,8
461—480	1,9	1,7
481—500	1,9	1,3
501—520	0,6	0,4
521—540	0,4	0,6
541—560	0,6	0,3
561—580	0,3	0,1
581—600	—	—
601—620	0,1	—
621—640	—	—
641—660	—	—
661—680	0,1	—

K = Carpathians, SAC = North American Cordilleras

cating with the main part of the curve by only slightly frequency (5,2 %) of 130 *si* interval. The range of surnomal frequency included 16,3 % of analyses (for 100—140 *si* 10,8 % and for 212—240 *si* 5,5 %). Subnormal frequency is found with 18,8 % of analyses with intervals *si* < 100 (2,5 %), *si* 240—260 (2 7 %) and *si* 364—466 (13,6 %). Strongly subnormal frequency show 12,8 % of analyses with intervals *si* 260—364 (6,8 %) and *si* > 466 (6 %).

The main and subsidiary maxima express the most frequent occurence of three *si* intervals. These corespond to three principal rock types — andesites, rhyolites and basalts (or subalcaline varietes). The fourth principal type — dacite does not form any special percentual maximum due to its poor abundance. As a remarkable feature of the frequency curve must be considered the loosened continuity within relatively long interval of 270—350 *si* between the main and subsidary maximum in acid range as well as its discontinuous termination in peracid intervals and the sudden transition from the main maximum of basic interval into the main maximum of neutral interval.

Frequency of *al* parameter. The *al* varies gradually within 14,5—56 values and entirely anomalously within 64,5—66 range. Most frequent in the curve appears 33 *al* interval forming a sharp peak and simultaneuosly the chief maximum 11,7 %. It is the part of four intervals between *al* 28 and *al* 37 in the range of strongly surnormal frequency comprising 41,8 % of all analyses. Three subsidiary maxima (twin interval 19—21 *al* 2,9—2,9 %, 47 *al* 6,1 % and 53 *al* 1,9 %) indicate the *al* values in marginal rock members basic and acid or peracid types. Chief maximum represents the *al* value of neutral rocks. Within the range of surnormal frequency some 34,2 % of analyses are included in intervals 26—28 *al* (5,2 %), 37—42 *al* (17 %) and 44—48 *al* (12 %). The range of subnormal frequency comprises 18,6 % of analyses with intervals 18—26 *al* (11,9 %), 42—44 *al* (3,5 %) and 48—50 *al* (3,2 %). Strongly subnormal frequency included 5,7 % of analyses in marginal intervals 18 *al* (1,8 %) and *al* > 50.

Frequency of *fm* parameter. This parameter varies within 0—60 range, forming only two maxima on the frequency curve. Main maximum coresponds to 33 *fm* with sharp peak at 24,6 % while subsidiary maximum indicates 12 *fm* (9,9 %). Intervals 23—39 *fm* show strongly surnormal frequency comprising some 53 % of all analyses. Intervals 6—23 *fm* (32,6 %) and 39—46 *fm* (7,2 %) include 39,8 % in the range of surnormal frequency. Subnormal frequency with 46—50 *fm* (4,5 %) and strongly subnormalfrequency at *fm* < 4 and *fm* > 50 comprising 2,7 % of analyses are rather negligible. Main part of curve with chief maximum coresponds to neutral rock composition, curve segment with subsidiary maximum coresponds to acid rocks. Basic rocks *fm* frequency is being masked somewhat by the curve segment of neutral rocks appearing only as gentle minima of *fm* > 35 intervals.

Frequency of *c* parameter. Dispersion of *c* parameter varies within

$0 < c < 37{,}5$ interval which is less than values of North American Cordillera ($0 < c < 41{,}5$). Main frequency maximum is at 23 *c* (22,8 %) appearing as a very sharp peak on the curve. Strongly surnormal frequency ($c > 8$ %) is found at $19 < c < 27$ interval comprising 52,3 % of all analyses. Surnormal frequency (*c* 4—8 %) shows the values 8—10 *c*, 16—19 *c*, 27—29 *c* including 23,3 % of all analyses. Subnormal frequency (2—4 % *c*) comprise 16,1 % analyses at intervals 4—8 *c*, 11—16 *c*, 29—30 *c*. Minimum of analyses (4,3 %) occurs in the strongly subnormal $c < 2$ % frequency including only the marginal intervals $c < 4$ and $c > 30$.

The curve shows two subsidiary maxima 3,8 % at 5 *c* and 4,2 % at 9 c. Both are expressive enough coresponding to acid rocks. Main curve segment comprising the most frequent *c* intervals represents in majority neutral rocks. Basic rocks lack any remarkable frequency.

Frequency of *alk* parameter. The *alk* parameter varies within values $2{,}5 < alk < 46$. Its frequency curve shows main maximum at 19,6 % in a very sharp peak coresponding to *alk* 11 and in higher values intervals forming four subsidiary maxima at 23 *alk* (3,3 %), 27 *alk* (3 %), 31 *alk* (3 %) and 35 *alk* (3,5 %). Main part of the curve containing the most frequent *alk* coresponds to neutral and basic rocks composition. Curve of subsidiary maxima represents composition of acid rocks. Strongly surnormal frequency (*alk* 8 %) show *alk* 8 and *alk* 17 intervals comprising some 55,3 % of all analyses. Surnormal frequency (*alk* 4—8 %) is observed at intervals 6—8 *alk* (5,8 %) and 17—19 *alk* (11,7 %) total 17,5 % of analyses. Intervals 19 *alk* < 29 (11,1 %) and 29—38 *alk* (11,8 %) in subnormal frequency included all the four subsidiary maxima totalling 22,9 % of analyses. Some 4,3 % of analyses show strongly subnormal frequency at intervals *alk* < 6 (0,7 %), *alk* ≈ 29 (1,9 %) and *alk* > 38 (1,7 %).

Frequency of *k* parameter. Parameter *k* varies in range of 0,00—1,00 values whereas $k > 5$ is poorly represented. Frequency curve peaks in chief maximum at 0,28 *k* (19,5 %) and at $k > 5$ forms three subsidiary maxima with values 0,68 *k* (0,9 %), 0,78 *k* (0,9 %), twin interval 0,88—0,93 *k* (0,9—0,9 %). Major part of analyses (63,6 %) shows strongly surnormal frequency ($k > 10$ %) at *k* 0,20 and *k* 0,41 intervals. In surnormal frequency (*k* 5—10 %) included are 0,16—0,21 *k* (6,3 %) and 0,41—0,51 *k* (15,3 %) intervals representing 21,6 % of analyses. Subnormal frequency in the range of 3—5 % *k* has two intervals 0,11—0,16 *k* (3,5 %) and 0,51—0,55 *k* (3,3 %) totalling 6,8 % of analyses. Two intervals show also strongly subnormal frequency range. They are $k < 0{,}11$ (1,6 %) and $k > 0{,}55$ (6,7 %) values comprising some 8,3 % analyses. Most frequent intervals corespond to neutral rocks composition whereas the frequency of basic rocks does not culminate at all. Opposite is the situation of acid rocks with several highest *k* values forming minute nevertheless culminating peaks.

Frequency of *fm*, *c* and *alk* parameter

fm	K %	SAC %
0— 4,5	0,4	2,2
5— 9,5	5,8	9,1
10—14,5	9,9	11,0
15—19,5	8,5	11,2
20—24,5	8,4	12,6
25—29,5	16,0	13,5
30—34,5	24,6	13,5
35—39,5	12,4	9,1
40—44,5	7,2	7,7
45—49,5	4,5	5,1
50—54,5	1,9	2,0
55—59,5	0,4	0,9
60—64,5	—	0,8
65—69,5	—	0,4
70—74,5	—	0,1
75—79,5	—	—
80—84,5	—	0,1
85—89,5	—	—
90—94,5	—	—
95—99,5	—	0,2

c	K %	SAC %
0— 1,5	1,4	2,9
2— 3,5	1,4	2,6
4— 5,5	3,8	6,0
6— 7,5	3,6	5,2
8— 9,5	4,2	4,1
10—11,5	4,0	4,0
12—13,5	2,0	6,3
14—15,5	2,7	9,9
16—17,5	5,2	9,8
18—19,5	7,4	12,2
20—21,5	13,2	11,3
22—23,5	22,8	13,4
24—25,5	16,3	4,7
26—27,5	6,5	2,8
28—29,5	4,0	2,0
30—31,5	0,9	0,7
32—33,5	0,4	0,4
34—35,5	0,1	0,3
36—37,5	0,1	0,1
38—39,9	—	0,1
40—41,5	—	0,1

alk	K %	SAC %
0	—	0,8
2,5— 4	0,7	1,0
4,5— 6	—	1,6
6,5— 8	5,8	4,1
8,5—10	13,5	4,6
10,5—12	19,6	5,9
12,5—14	11,8	7,9
14,5—16	10,4	7,7
16,5—18	7,4	6,9
18,5—20	4,3	7,6
20,5—22	2,5	6,6
22,5—24	3,3	5,6

alk	K %	SAC %
24,5—26	2,3	5,6
26,5—28	3,0	5,3
28,5—30	1,9	3,1
30,5—32	3,0	2,8
32,5—34	2,6	3,8
34,5—36	3,5	3,6
36,5—38	2,7	2,5
38,5—40	0,7	4,5
40,5—42	0,4	2,7
42,5—44	0,3	3,0
44,5—46	0,3	1,3
46,5—48	—	0,8

Frequency of *mg* parameter. The *mg* varies between 0,00—0,80 values. Its frequency curve is culminating in one single peak representing simultaneously the main maximum 0,43 *mg* (15,9 %). Twin interval 0,13 *mg* and 0,18 *mg* balances the frequency at 4,6 % interrupted again at 0,08 *mg* by dropping to 2,7 % and finally 0,03 *mg* raising it again at the 4,3 % level. Most frequent is the 0,35—0,53 *mg* interval comprising 51,7 % of analyses. In the range of surnormal frequency appears 0,23—0,35 *mg* and 0,53—0,62 *mg* intervals comprising 21,3 % analyses. More abundant is the subnormal frequency

Frequency of *k* and *mg* parameter

k	K %	SAC %
0 —0,05	0,3	1,6
0,06—0,10	1,3	2,5
0,11—0,15	3,5	2,3
0,16—0,20	6,3	7,8
0,21—0,25	13,4	11,1
0,26—0,30	19,5	13,6
0,31—0,35	17,0	14,6
0,36—0,40	13,7	13,6
0,41—0,45	7,8	11,1
0,46—0,50	7,5	9,7
0,51—0,55	3,3	4,6
0,56—0,60	1,2	3,1
0,61—0,65	0,4	1,4
0,66—0,70	0,9	0,6
0,71—0,75	0,6	0,9
0,76—0,80	0,9	0,1
0,81—0,85	0,6	0,8
0,86—0,90	0,9	0,7
0,91—0,95	0,9	0,2
0,96—1,00	0,3	0,1

mg	K %	SAC %
0 —0,05	4,3	2,7
0,06—0,10	2,7	2,2
0,11—0,15	4,6	2,4
0,16—0,20	4,6	3,8
0,21—0,25	4,8	5,3
0,26—0,30	6,6	6,5
0,31—0,35	8,4	8,0
0,36—0,40	13,3	9,1
0,41—0,45	15,9	13,2
0,46—0,50	12,0	14,0
0,51—0,55	10,5	10,8
0,56—0,60	6,3	8,2
0,61—0,65	4,6	4,6
0,66—0,70	1,2	3,9
0,71—0,75	0,1	2,2
0,76—0,80	0,1	1,9
0,81—0,85	—	0,6
0,86—0,90	—	0,2
0,91—0,95	—	0,1
0,96—1,00	—	0,1

(26,5 % of analyses) at intervals $mg < 0{,}23$ and 0,62—0,66 *mg*. Strongly subnormal frequency at $mg > 0{,}66$ show 1,4 % of analyses.

All the maxima obtained which represent the percentually most frequently repeated values indicate the average composition of variation range of parameters.

Recalculated to 100 $(al + fm + c + alk)$ appear in the following form:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
Carpathians	170	34	32	23	11	0,29	0,43
N. A. Cordilleras	170	35	30	22	13	0,33	0,48

As shown in the above table the composition well coresponds to that of North American Cordillera related rocks (C. Burri 1926). Differences occur in alkalies and specially potassium amounts in Carpathians somewhat decreased.

Variation Range and Mean Values of Niggli Parameters

Variation diagrams

Variation diffusion of Niggli parameters *al, fm, c, alk* in relation to *si* shows great differences and local iregularities. Projections of particular parameters form a wide range of points not clear enough and little instructive. In order to obtain a complete picture of variation diffusion general tendency we have constructed the statistical diagram (Fig. 2) representing the nummerical total of projection points disseminated in square units (One square equal to 5 units of *al, fm, c, alk* parameters and 5 *si* units — calculation according to C. R. Burri in N. A.

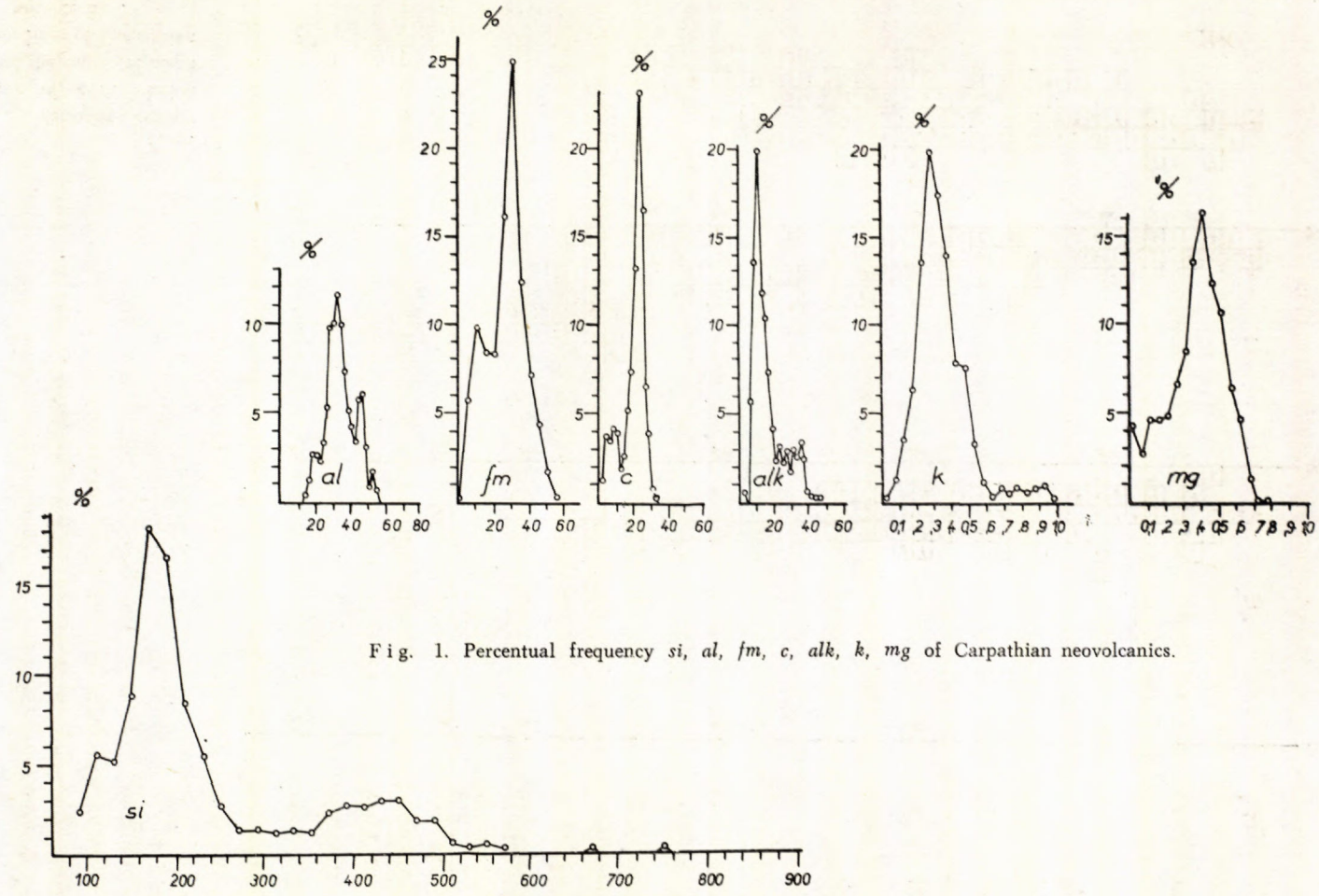


Fig. 1. Percentual frequency *si*, *al*, *fm*, *c*, *alk*, *k*, *mg* of Carpathian neovolcanics.

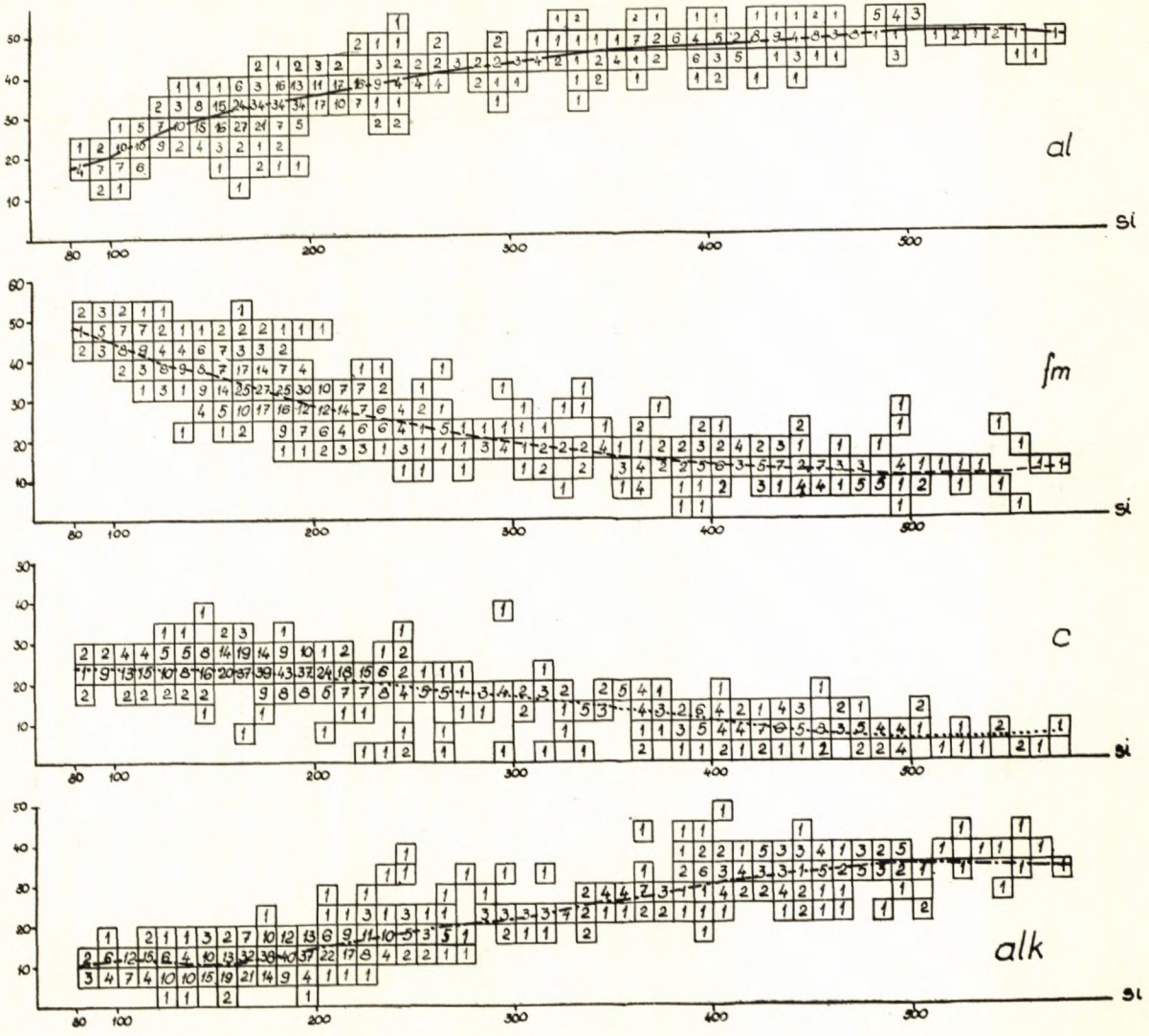


Fig. 2. Variation density *al*, *fm*, *c*, *al*, *k* in relation to *si* and the course of mean variation lines of Carpathian neovolcanics.

Cordilleras). This statistical diagram shows clearly the squares in which the individual parameters appear in highest or lowest concentration. By connecting of points with maximum concentration of parametres average curves are obtained representing the mean (idealized) variation lines.

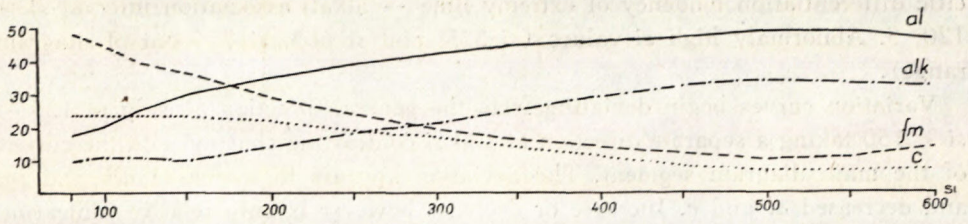


Fig. 3. Summary variation diagram of Carpathian neovolcanics constructed of mean variation curves (Fig. 2).

Summary diagram of average curves is shown in Fig. 3 and the values in detail given in Tab. 2. The *k*, *mg* parametres were evaluated in the same way as shown by statistical diagram (Fig. 4).

Statistical diagrams indicate that variation diffusion is being extended by the projections of extremly high or low values. Their number however is not very great and the average composition therefore is not substantially effected.

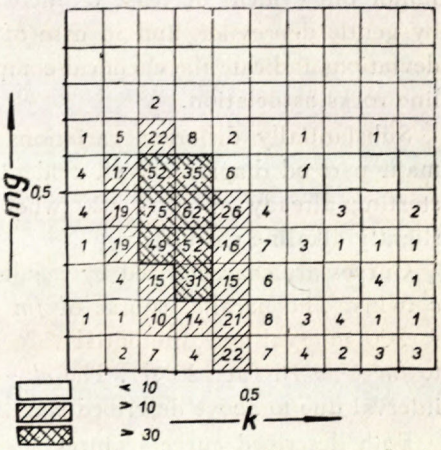


Fig. 4. Density of Carpathian neovolcanics k — mg projections. Number of projection points < 10, > 10, > 30.

Parametres *al* and *fm* show a wider diffusion even after exclusion of local extrem values as compared to *alk* and *c*. This is remarkable mainly at *si* 140—200 with *al* and *fm* ranging in 15—20 units differences. In the remaining parts od diagram these values range in majority within 10—15 units differences. Parametres *alk* and *c* are ranging in intervals of 140—200 *si* within 10—15 unit differences while in other parts differing usually in 10 less frequently in 5 units. All four parametres show the differences of individual values from the average

Tab. 2.

si	80	100	120	150	200	250	300	350	400	450	500	550	600
al	17,5	20	25	30	35	39	42,5	45	46	47,5	49,5	49	47
fm	48,5	45	40	36,5	29	24	19,5	16	14	12	10	11	14
c	24	24	24	23,5	22	19	17	14	11	8	6,5	6,5	6,5
alk	10	11	11	10	14	18	21	25	29	32,5	34	33,5	32,5

variation curve (above and below) still in admissible variation range (without extrem cases) usually of five units less frequently ten units.

Three peculiarities appear on the variation diagram: 1. Deviation of variation curves from the general trend in the interval 80 < *si* < 120 (resp. 150); 2. Specific differentiation tendency of extremy lime — alkali association interval *si* > 120; 3. Abnormaly high *si* values (*si* 575, and *si* 665, *si* 755 out of diagram range).

Variation curves begin deviating from the general direction already at 120 < *si* < 150 taking a separate direction at 120 *si* contrasting sharply with the curves of the main diagram segment. The deviation appears in increased *alk* and *fm* and decreased *al* and *c*. Increase or decrease however is only relative indicating in *alk* and *c* only certain stabilization at the level of values 10—11 or 24 resp. For *al* and *fm* parametres characteristic is 100 < *si* < 115 interval with though minor but evident decrease or increase of parametres resulting in the case of *al* by gentle depression and in case of *fm* by gentle convexity of curves. Al these deviations indicate the chemical composition of different type — the slightly alkaline rocks association.

Substantially different variations of parametres are indicated by curves in main part od diagram. Well evident appear only from *si* > 150 but practically starting already at *si* > 120 where they are masked by the above described slightly alkaline chemistry.

Curves are characterized by regular even parallel course of *al* and *alk*, *fm* and *c* twins. The parallel course of *fm* and *c* twin is interrupted in the 120 < *si* < 300 interval and diferential values increase from *fm* — *c* 2,5 (at 300 *si*) up to *fm* — *c* 16 (at 120 *si*). The *al* — *alk* twin is convergent in 120 < *si* < 150 interval due to above described stabilization of *alk* parameter values.

Both described curve features i. e. the regular and subparallel curves as wel as the differential *al* — *alk* values (*fm* — *c* resp.) appear for the first moment as remarkable diagram features, its main specific features however lie in the mutual sometimes very minute differential deviations of parametres. This fact is well observable by the confrontation of our diagram with diagrams of similar character. As such a control diagram may serve the extremly lime alkali chemistry of Pelée — Lassen Peak (further PLP) described by C. Burri (1926) as prototype. Another similar diagram though with minor differences is the Eletric Peak prototype (further EP).

The above confrontation indicates that the most different in Carpathian diagram is the *alk* curve showing except 120—150 *si* lower values in all remaining intervals 200 < *si* < 500 than PLP and EP prototype curves. In the first case the difference gradually increases from 1—5 units till 350 *si* while further decreases the difference to 3,5—4,5 units. In the second case the difference is gradual from 2,5—6 units. Curves of remaining parametres differ entirelly from

Mutually coresponding values of individual parametres are tabulated below:

	al			fm			c			alk		
si	K	PLP	EP	K	PLP	EP	K	PLP	EP	K	PLP	EP
80	17,5			48,5			24			10		
100	20			45			24			11		
120	25	24	26	40	41	42	24	26	25	11	8	7
150	30	28,5	29	36,5	36	37	23,5	25	23	10	10	11
200	35	34	31	29	28	32	22	22,5	19,5	14	15	17,5
250	39	38	36	24	22,5	26	19	19,5	17	18	20	21
300	42,5	41	42,5	19,5	18	18	17	16	15	21	25	25
350	45	43	45,5	16	14	13	14	13	11	25	30	29
400	46	45	47,5	14	12	11	11	10	8	29	33,5	34
450	47,5	46	48	12	10	9	8	8	6	32,5	36	37
500	49,5	46,5	48	10	9	8	6,5	7	4	34	38	40
550	49			11			6,5			33,5		
600	47			14			6,5			32,5		

	(al − alk)			c − (al − alk)			alk : (l − alk)			qz		
si	K	PLP	EP	K	PLP	EP	K	PLP	EP	K	PLP	EP
80	7,5			+16,5			1,33			− 60		
100	9			+15			1,22			− 44		
120	14	16	19	+10	+10	+6	0,79	0,50	0,37	− 24	− 12	− 8
150	20	18,5	18	+ 3,5	+ 6,5	+5	0,50	0,54	0,61	+ 10	+ 10	+ 6
200	21	19	14,5	+ 1	+ 3,5	+5	0,66	0,79	1,20	+ 44	+ 40	+ 30
250	21	18	15	− 2	+ 1,5	+2	0,86	1,11	1,40	+ 78	+ 70	+ 66
300	21,5	16	17,5	− 4,5	0	−2,5	0,97	1,56	1,43	+116	+100	+100
350	20	13	16,5	− 6	0	−5,5	1,25	2,30	1,75	+150	+130	+134
400	17	12,5	13,5	− 6	− 3,5	−5,5	1,70	2,67	2,50	+184	+156	+164
450	15	10	11	− 7	− 2	−5	2,17	3,60	3,46	+220	+206	+202
500	15,5	8,5	8	− 9	− 1,5	−4	2,19	4,47	5	+264	+248	+240
550	15,5			− 9			2,16			+316		
600	14,5			− 8			2,24			+370		

K = Carpathians, PLP = Pelée Lassen Peak, EP = Electric Peak.

those of PLP prototype by higher values except the start interval 120 *si* and in 150 < *si* < 250 and 500 *si* (*c* K < *c* PLP) intervals the difference is only exceptional. These differences do not exceed 3 units generally only 1—2 units. If *al*, *fm*, *c* curves are compared with those of EP and PLP prototypes it may be observed that *fm* and *c* parametres in 150 < *si* < 250 interval and *al* in 350 < *si* < 450 interval appear between the curves of both prototype indicating transitional position. In the rest of *si* intervals the values are higher than indicated by both prototype curves. We may thus derive that Carpathian diagram in *si* > 120 interval is not conformable with prototypes standing however nearer to PLP and in some parts holding transitional position between PLP and EP prototypes. Remarkable difference occurs in the general decrease of *alk* value, increase of *al* and *fm* and partially also of *c* parameter.

Relative corespondence of double parametre values is the following:

	K	PLP	EP
al = fm	32,5	31,5	31,5
at si	176	178	205
at c	23	23,5	19
at alk	12	13,5	18
c = al	24	26,5	?
at si	116	131	120
at fm	41	39	?
at alk	11	9	?

	K	PLP	EP
c = alk	19	20	18,5
at si	260	211	247
at al	40	38	32
at fm	23	23	31
fm = alk	20,5	21,1	22,5
at si	287	264	272
at al	41,5	39	39
at c	17,5	18,5	16

K = Carpathians, PLP = Pelée Lassen Peak, EP = Electric Peak.

Relations of parametres variations are proved also by the following data. Great difference *(alk — al)* explaining simultaneously the role of anorthite molecule in plagioclase composition. This difference ranges in 150 < *si* < 250 interval which compared to PLP is higher 1,5—3 units and in intervals *si* > 300 higher 5—7 units. We are suggesting therefore that anorthite molecule ratio from intermediate to acid rocks decreased much slowlier than in the same rocks of PLP. In interval 150 < *si* < 350 there is practically no change and from 400 *si* the decrease is only negligible while the prototype shows continual decrease beginning already at 150 *si*.

Such a different normative composition proves also *(al — alk): alk* ratio representing the relation between molecular alkali feldspar and anorthite. It changes very slowly from intermediate interval *si* toward acid and at equal *si* its value is below PLP. Above feature is proved further by resulting of value 1 only at 305 *si* while in PLP at *si* 233.

The above analysis indicates clearly that chemical composition of Carpathian neovolcanic rocks is still more extremly of lime alkaline character than PLP prototype.

The fact that anorthite molecule plays a more important role in Carpathians than in PLP prototype is supported further by value expressing the difference between the total *c* value and the ratio of anorthite molecule. So *[c — (al — alk)]* value i. e. the *c* ratio related to molecular diopside is positive until 200 *si* reaching simultaneously the value 1. Positive value 1 in PLP is reached at 267 *si*. These confrontations indicate that role of molecular diopside in PLP is greater than in Carpathians due to more gradual transition into *si* differenciate whereas in Carpathians rather Ca poor pyroxenes may be expected.

The range of SiO_2 saturation in rocks corresponds to 150 *si* in which *qz* — 10 is the same also for PLP (neutral composition). The range of slightly basic rocks corresponds to 120—100 *si* (*qz* = —24 and — 44) while the range of strongly basic rocks occurs at *si* 80 (*qz* = — 60). Acid composition in rocks varies within

double interval 200—250 *si* ($qz = +78$) and in peracid from *si* > 300 ($qz >$ 116). From the neutral limit acidity of Carpathian rocks raises somewhat faster than in PLP differing 4—28 units (maximum at 400 *si*). Compared to EP it raises still more rapidly at 300—350 *si* reaching the equilibrium stage (16 units difference) increasing again at 400—450 *si* (18—20 units) reaching the maximum difference 24 units at 500 *si*.

Diagram $k - mg$ (Fig. 4) shows the statistical diffusion of $k - mg$ values. Highest concentration is found in the square limited by values $0{,}20 < k < 0{,}40$ and $0{,}20 < mg < 0{,}60$ comprising 50 % analyses (= 356 projection points, 1 % = 7 points). Around the field of maximum concentration adjacent are 33 % of analyses occuring 10—30 projection points in one square. Remaining 17 % analyses is disseminated in the rest of diagram area. The maximum number of analyses in the field of highest concentration at statistical unit $0{,}20 < k < 0{,}30 \times 0{,}40 < mg < 0{,}50$ appears to be 75 (nearly 11 %). Within the

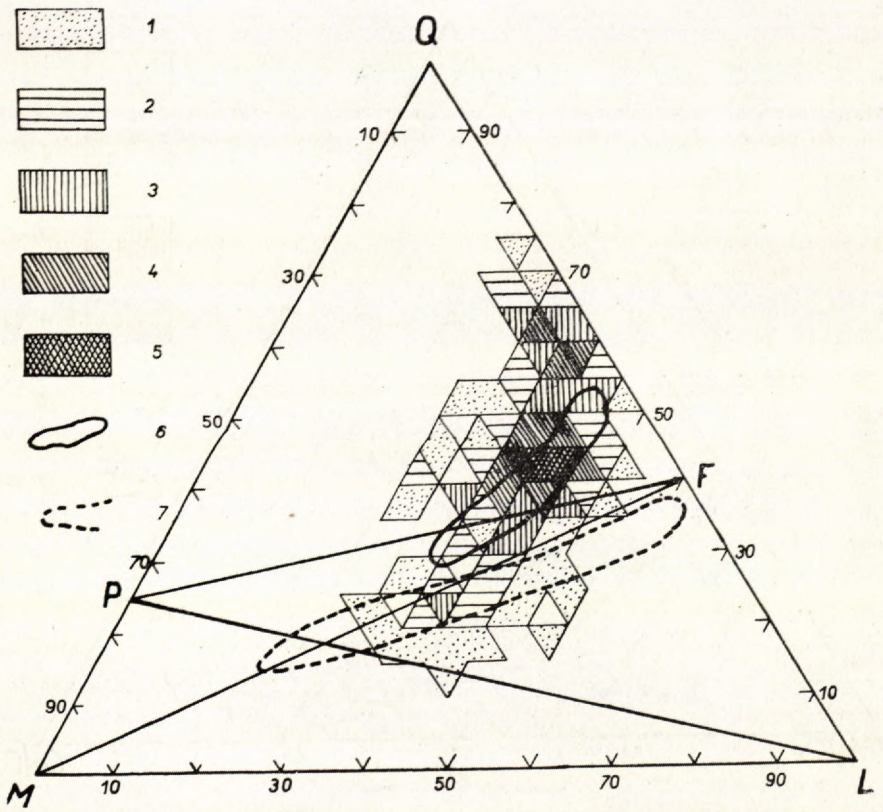


Fig. 5. QLM diagram of Carpathian neovolcanics. Projection points density in per cent 1. < 0,5; 2. 0,5—1; 3. 1—2,5; 4. 2,5—5; 5. > 5; 6. Lassen Peak; 7. Tristan da Cunha.

limits of these values is found also frequency maximum 0,28 *k* and 0,43 *mg* ccresponding to frequency maximum *si* 170.

Carpathian *k* — *mg* diagram holds all the characteristic features of alkali lime association. Generally low *k* values indicate subsidiary role of potassium replaced as expected by sodium. Relatively low *mg* value forcast higher Fe contents in favour of Mg proved fully also by modal and normative composition.

Diagram QLM, KNaCa, MgFeCa. QLM diagram (Fig. 5) indicates statisticaly the maximum concentration of projection points. Greatest density is found in the field of neutral composition (andesite range) somewhat smaller in the field of acid composition (rhyolite range). The lowest density occurs below the PF line with concentration of basic or subalkaline — alkaline rocks. Position of greatest andesite — rhyolite projections concentration reflects the alkali lime association as proved also by considerable conformity with PLP association. Con-

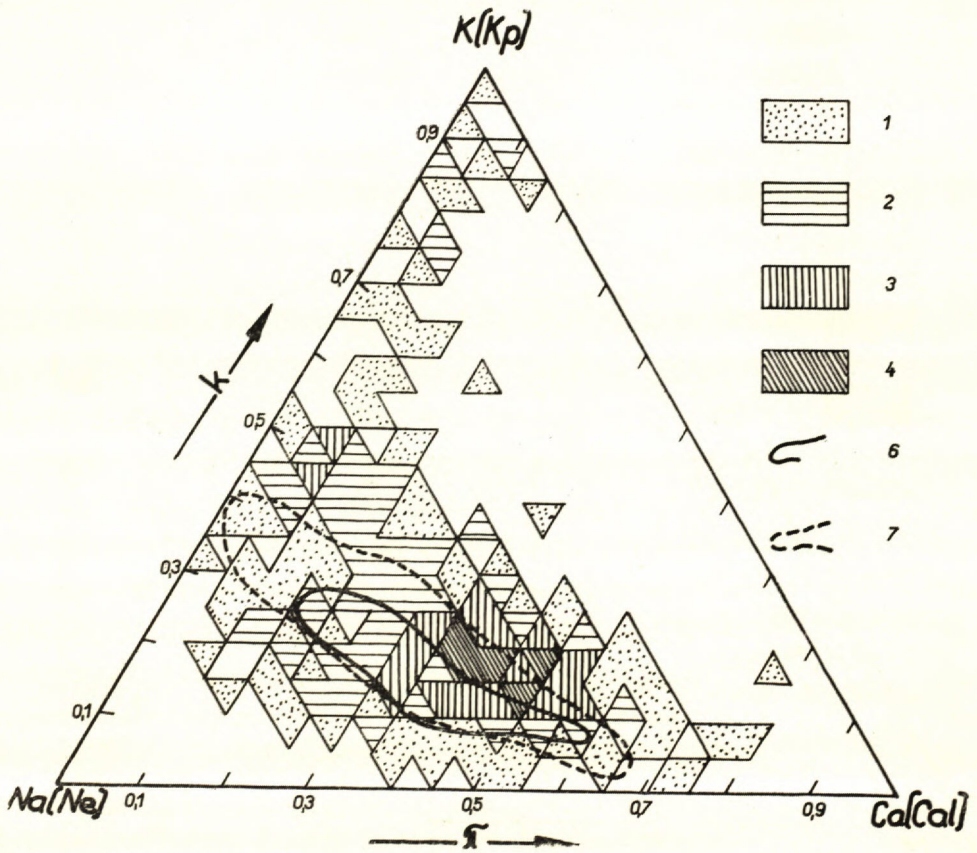


Fig. 6. KNaCa diagram of Carpathian neovolcanics. Projection points density in per cent: 1. < 0,5; 2. 0,5—1; 3. 1—2,5; 4. 2,5—5; 6. Lassen Peak, 7. Tristan da Cunha.

centration of peaks around MF line indicates the relation to association of more alkaline composition which compared with not very typical Tristan da Cunha association shows limited differentiation range.

KNaCa t r i a n g l e (Fig. 6) illustrates the maximum density of projection points of k value in π combination. Points of $0{,}30 < \pi < 0{,}60/0{,}20 < k < 0{,}40$ values form the range of maximum concentration surrounding the zone of smaller percentage values. This zone appears wider at $0{,}10 < \pi < 0{,}30$ value forming a transitional into another field $0{,}05 < \pi < 0{,}10/0{,}45 < k < 0{,}55$. It is the part of zone adjacent to NaK line representing the rocks of acid composition. Dispersion of the value is evident upon normative composition of anorthite constituent in plagioclases. An exact differentiation of Au is not possible due to masking of maximum concentration field by projections of andesite — basalt or subalkaline composition.

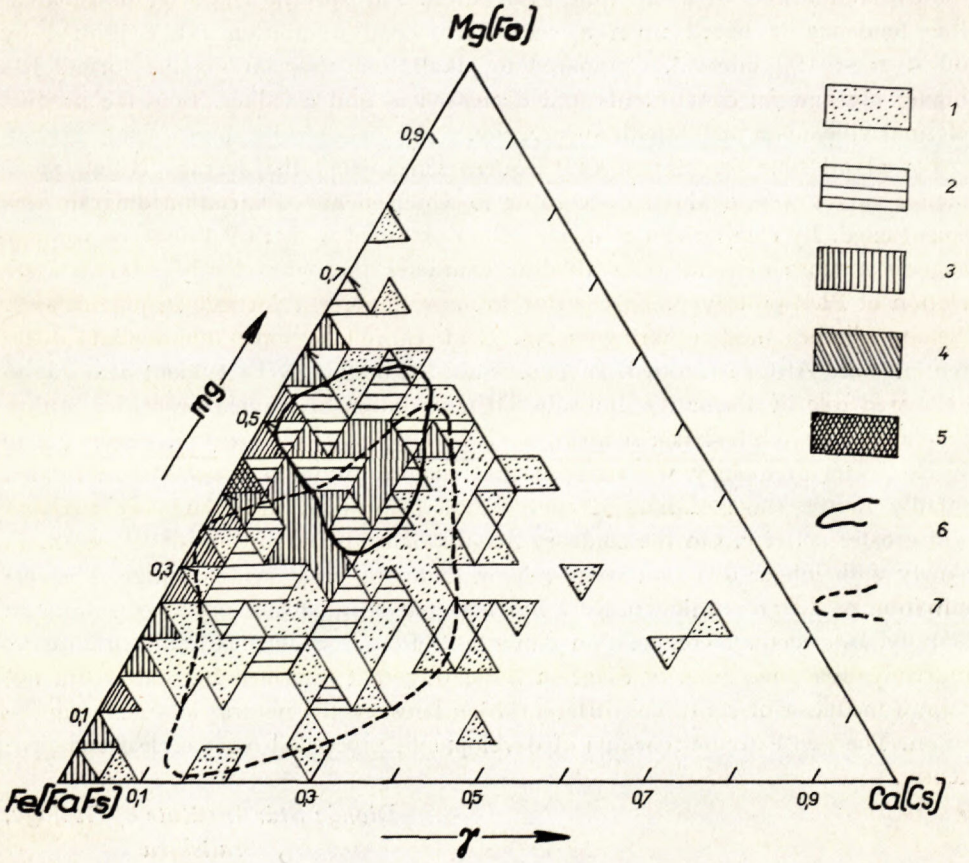


Fig. 7. MgFeCa diagram of Carpathian neovolcanics. Projection points density in per cent: 1. < 0,5; 2. 0,5—1; 3. 1—2,5; 4. 2,5—5; 5. > 5, 6. Lassen Peak, 7. Tristan da Cunha.

MgFeCa triangle (Fig. 7) in combination *mg* and γ shows the highest concentration of projection points parallel with FeMg line in an area limited by $0{,}35 < mg > 0{,}60$ and $0{,}50 < \gamma < 0{,}25$. Around maximum density appears a zone of minor percentage importance. Diagram indicates evidently the greater role of Fe compared with Mg because the majority of points holds $mg < 0{,}50$. Another typical feature of diagram may be seen in small γ values indicating that normative ratio of diopside molecule in pyroxene composition is low in favour of dominant role of Fe.

Conclusions

Based upon the detailed analysis it may be concluded that in the chemistry of Carpathian neovolcanics two entirely different differentiation tendecies must be recognized. As generally known the differentiation of subalkaline rocks and the differentiations of alkali lime association. The specific character of subalkaline tendency is based upon a very narrow differentiation range limited by $80 < si < 120$ interval. Compared to alkali lime associations the former has higher *alk* and *fm* constituents and decreased *al* and *c* values. It is the product of final vulcanism of Carpathian orogeny.

For alkali lime association (subsequent vulcanism) the average Niggli parametres values were evaluated according to which idealized variation diagram was constructed. By comparison of mean values obtained with PLP prototype we may suggest a more extreme lime alkaline character then the closely relative association of PLP prototype. This is due to more important Au role in plagioclases. Among alkalies predominating is Na. Acid as well as some intermediate differentiates are Al_2O_3 saturated. In pyroxenes dominating is Fe evident also due to decreased role of normative diopside. Differentiation of magma proceeded within the range of slightly basic neutral, acid, and peracid composition. According to *si* parameter frequency we suppose that the evolution of magma consolidated rapidly in the stage of neutral composition controlling also the more frequent and greater activity. On the contrary magma of acid composition developed more slowly with longer differentiation evident from the great acidity range. The termination of differentiation process has been interrupted and produced minimum activity. Intermediate composition (interval $260 < si < 360$) is found in a quantitatively weakened zone of diagram indicating that intermediate matter did not form a mediator of continual differentiation between the neutral and acid composition. The two extreme margins of development proceeded more or less independently.

Dionýz Štúr Institute of Geology,
Bratislava

Translated by J. Kováčik.

REFERENCES

[1] Burri C. R., 1926: Chemismus und provinziale Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, Zürich. — [2] Burri C. R. — Niggli P., 1945/49: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. u. II. Publ. Stiftung Vulkaninstitut J. Friedlaender 3. u. 4, Zürich. — [3] Čajková M., 1957: Geologicko-petrografické pomery v oblasti Ostrá Lúka—Bacúr—Dubovô. Geol. práce, Zprávy 10, Bratislava. — [4] Daly R. A., 1933: Igneous rocks and the depths of the Earth. N. York—London. — [5] Fiala Fr., 1937: Nefelinický bazanitoid od Podrečian (SZ. Lučenca). Sborník Št. banského múzea D. Štúra v B. Štiavnici 1. — [6] Fiala Fr., 1938: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvárie pri Banskej Štiavnici. Sborník Št. banského múzea D. Štúra v Ban. Štiavnici 2. — [7] Fiala Fr., 1962: Chemism of the neogene volcanites of the Kremnické hory. Geol. práce, Zprávy 25—26, Bratislava. — [8] Forgáč J., 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. Geol. práce 49, Bratislava. — [9] Hermann M., 1952: Telkibányai riolitok és andezit petrográfiája és petrochémiája. Földtani Közlöny. LXXXII, Budapest. — [10] Karolus K., 1963: Zur Petrographie und Petrochemie der jungen Eruptivgesteine der Slowakei. Communications scientifiques, I-ére section: Minéralogie-Pétrographie. Association géologique Carpato-Balkanique, V^e congrés, 1961, Bucuresti. — [11] Karolus K., 1964: Petrografia a petrochémia slovenských neovulkanitov. Manuscript. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, Zoš. 17, Bratislava. — [13] Kuthan M., 1957: Mladotreťohorný vulkanizmus severovýchodnej časti stredného Slovenska. Sborník ÚÚG k 80. nar. akad. F. Slavíka, Praha. — [14] Kuthan M., 1958: Problémy mladotreťohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [15] Kuthan M., 1963: Subsequenter und lithogenetischer Finalvulkanismus des mittleren Teils der Slowakei. Communications scientifiques, I-ére section: Minéralogie-pétrographie. Association géologique carpato-balkanique: V-e congrés 4—19 septembre 1961, Bucarest. — [16] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the central Slowakia neovulkanic region and the relations between volcanism and tectonics. Geol. práce, Zprávy 28, Bratislava. — [17] Lengyel E., 1952: Erdöbénye környékének földtana (geologia okolia Erdöbénye). Évi jelentése Budapest. — [18] Malejev E. F., 1963: Petrochemičeskije osobennosti neogenovogo i četvertičnogo vulkanizma Zakarpatija. Trudy laboratorija vulkanologii ANSSSR, Moskva. — [19] Mihaliková A., 1958: Sledovanie vývoja základnej hmoty u niektorých neovulkanitov Slovenska. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [20] Niggli P., 1923: Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I, Berlin. — [21] Niggli P., 1927: Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. VII. — [22] Niggli P., 1931: Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11. — [23] Niggli P., 1936: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16. — [24] Noszki J. — Herrman M. — Nemesné [25] Varga S., 1952: A keletnógrádi andezitek. Földtani Közlöny LXXXII, Budapest. — [26] Ončáková P., 1960: Petrochémia kyslých neovulkanitov v Zemplínskom ostrove. Sborník vedeckých prác VŠT v Košiciach, IV/2, Bratislava. — [27] Radulescu D., 1960: K izučeniju chimizma molodych vulkaničeskich porod v predelach vnutrennej zony karpatskoj dugi. Revue de Géologie et de Géographie, IV., No 2, Acad. de la Rép. Pop. Roumaine. — [28] Quervain F., 1927: Die jungen Eruptivgesteine der panonischen Senke und ihrer Umrandung. Schweiz. Miner. Petr. Mitt., Band VII/1. — [29] Sobalev V. S. — Kostjuk V. P. — Bobrievič A. P. — Gorbačevskaja O. N. — Spitkorskaja S. M. — Fiškin M. J., 1955: Petrografia neogennych vulkaničeskich i subabissaľnych porod sovetskich Karpat. Izdateľstvo Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, Kiev. — [30] Šalát J., 1954: Petrografia a petrochémia eruptívnych hornín

v oblasti Hodruša—Vyhne. Geol. práce, Zošit 39, Bratislava. — [31] Šalát J., 1955: Príspevok k petrografii vulkanických hornín Prešovsko-tokajského pohoria a priľahlých oblastí. Geol. sborník VII/1—4, Bratislava. — [32] Šalát J., 1956: Nomenklatúra vulkanitov niektorých vulkanických pohorí Západných Karpát a Vihorlatu podľa Rittmanna. Geol. práce, Zprávy 7, Bratislava. — [33] Šalát J., 1957: Petrochémia vulkanitov Prešovsko-tokajského pohoria. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [34] Šalát J., 1963: Vulkanické asociácie Karpát. Sborník vedeckých prác Vysokej školy technickej v Košiciach. — [35] Zorkovský B., 1950: Petrograficko-chemická povaha niektorých granátických hornín na Slovensku. Technický sborník, Bratislava. — [36] Zorkovský B., 1950: Chemická povaha granátov z granátových andezitov od Tisovca a Šiatoroša. Geol. sborník I/2, Bratislava. — [37] Zorkovský B., 1952: Petrograficko-chemická povaha granátického andezitu od Záhradného (Sedikart) na východnom Slovensku. Geol. sborník III/3—4, Bratislava. — [38] Zorkovský B., 1956: Chemická povaha granátu z granatického andezitu SZ od obce Veľký Šariš. Geol. sborník VII/2, Bratislava.

GEJZA KUPČO

ZUR GEOCHEMIE DER LYDITE AUS DER GELNICAER SERIE

Die Silizitgesteine werden in vielen geologischen Studien behandelt, und zwar meistens vom petrographisch geologischen Standpunkt aus (Bramlette 1946; Cayeux 1929; Correns 1926; Davis 1918; Grunau 1947; Heritsch 1941; Hoss 1957; Schwarz 1928; Schwan 1951; Talliaferro 1933; Turnau — Morawska 1957). Einige von ihnen berühren auch die bis heute ungeklärte Frage — die Genesis der Silizitgesteine; bei Hoss finden wir auch einige Angaben über die Konzentrationen der Spurenelemente. Auffalend wenige Studien beschäftigen sich mit der Geochemie dieser Gruppe der Sedimentgesteine. Eingehendere Angaben über die Spurenelemente der Lydite und Alaunschiefer finden wir bei H. Schneiderhöhn und Mitarbeiter (1946); einer von diesen seinen Mitarbeitern — F. Leutwein (1951) — veröffentlichte später eingehende Charakteristik dieser Gesteine aus dem Thüringerwald. Die letztere Arbeit diente uns bei unseren Vergleichsstudien als gute Grundlage. Zwecks Vergleichs einzelner Konzentrationswerte bei Spurenelementen konnten wir auch manche Daten über die Spurenelemente der Lydite aus der Arbeit Hoss' (1957) verwenden.

Lydite aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge wurden bisher weder makro- noch mikrochemisch studiert. Die vorgelegte Arbeit soll zur Klärung der allgemeinen chemischen Charakteristik dieses Gesteins beitragen, welche neben anderen Faktoren auch die Beleuchtung seiner Genesis ermöglichen könnte.

Zur geologischen Lage der Lydite in der Gelnicaer Serie

Von paläozoischen Gebilden des Zips-Gömörer Erzgebirges kommen Lydite am häufigsten in der Gelnicaer Serie, und zwar in mehreren Horizonten vor. Im tieferen Teil, in den sog. *Vlachovo-Schichten* (Obercambrium — Ordivicien)

treten sie in den psammitisch-pelitischen Schichten, meistens als dünne Lagen entweder in den Sandsteinen, sandigen Phylliten, oder in den chloritischen Phylliten auf. Die Dicke einzelner Bänke schwankt zwischen 3 und 30 cm. Die Lyditgesteine sind meistens hell bis grau, seltener auch schwarz.

Im oberen Abschnitt der Gelnicaer Serie — in den sog. *Betliarer Schichten* (Silur ?) sind Lydite am meisten verbreitet. Im Unterschied zu ersteren Vorkommen in den Vlachovo-Schichten, sind diese Lydite an Karbonat-Lagen oder Körper gebunden. Auch da bilden sie entweder dünnere Schichtchen (1—10 cm dick) in den chloritischen, oder graphitischen Phylliten, oder auch einige Meter starke Lagen (30—50 m) mit Zwischenschichten graphitischer Phyllite. Es dominieren schwarze Lydite, örtlich aber, besonders in den dünneren Lagen sind sie auch heller Farbe. Ihre Position gegenüber den Karbonatlagen ist unbeständig; einmal kommen sie oberhalb, andersmal wiederum unterhalb dieser, oder bilden sie da auch Zwischenlagen.

Drittes häufiges Vorkommen der Lydite sind die *Drnava-Schichten*, deren Position im Rahmen der Gelnicaer Serie bisher ungeklärt bleibt. Auch da kommen Lydite in den psammitisch-pelitischen Schichten vor; mächtigere Lagen (10—15 m) sind gewöhnlich in den Sandsteinen, oder sandigen Phylliten, dünnere Lagen in den chloritischen Phylliten zu finden. Es handelt sich überwiegend um schwarze Lydite.

Zur Petrographie der Lydite

Lydite gehören zu den Silizitgesteinen, die entweder durch chemische, biochemische, oder diagenetische Prozesse bei Auslösung von SiO_2 (also aus dem nicht klastischen SiO_2) entstehen können. Bei der Definition des Silizitgesteins aus der Gelnicaer Serie hat man eine lockere Bezeichnung — Lydit — gewählt, obwohl bei vielen Proben (nach dem Kristallisationsgrad des SiO_2, bzw. seines hohen Gehalts) die Bezeichnung *Phtannit* (Cayeux 1926; Nalikvin 1956) geeigneter wäre. Der SiO_2-Gehalt in den Siliziten der Gelnicaer Serie beträgt 90 bis 98 %; der Rest gehört den übrigen Komponenten (tonige, graphitische Substanz, event. auch dem chemisch gebundenen Wasser) an. Pyrit ist nur auf einigen Fundorten festgestellt worden, und zwar nur als Akzessorie.

SiO_2 kann in verschiedenen Silizitgesteinen (und verschiedenen Alters) als Quarz, Chalzedon oder Opal anwesend sein (in den paläozoischen und älteren Siliziten ist es meistens Quarz und Chalzedon). Wie das auch Thermogramme gezeigt haben, weisen alle analysierten Proben die α/β Inversion bei 575 °C auf; das beweist also, dass es sich bei diesen Silizitgesteinen um α-Quarz handelt; den Chalzedon konnte man nicht feststellen. Bei einigen Proben war die inverse Endothermenkurve bei 575 °C von einer Exotherme überdeckt, die durch das Glühen der organischen Substanz entstand. Alle Proben waren zuerst von organischen Stoffen freigeworden (bei Erwärmung bis zu 600 °C) und dann haben

wir von ihnen neue Thermogramme verfertigt. Bei allen Proben konnte man eine endotherme Reaktion verzeichnen. Quarz in der Grundmasse ist meistens feinkristallisiert (wie es den Dünnschliffen zu entnehmen ist). Die Korngrösse in der Grundmasse beträgt 0,002 mm.

In den Dünnschliffen sind auch makroskopisch Aderchen des sekundären Quarzes zu sehen; sie verlaufen entweder parallel mit der Schichtung, oder schräg bis senkrecht auf diese. Bei dünneren Gängchen findet man ptygmatitische Faltung, bei dickeren grössere SiO_2-Körner. Die letzteren enthalten auch Pyrit. Die ersteren sind allotriomorph begrenzt und schwach undulös. Hie und da findet man in den Gängchen auch erhöhten Serizit bis Muskovit-Gehalt. Die Körner in den dickeren Aderchen haben eine mozaikartige Begrenzung. Die Absonderung des mikrokristallischen Quarzes ist ziemlich mühevoll, da er mit graphitischer Substanz verwachsen ist, die man von ihm mit Hilfe der üblichen Methoden nicht trennen kann.

In den meisten der 19 Dünnschliffe sind keine Spuren nach kieseligen Organismen (z. B. Radiolarien) beobachtet worden; nur in zwei Fällen sind Anzeichen

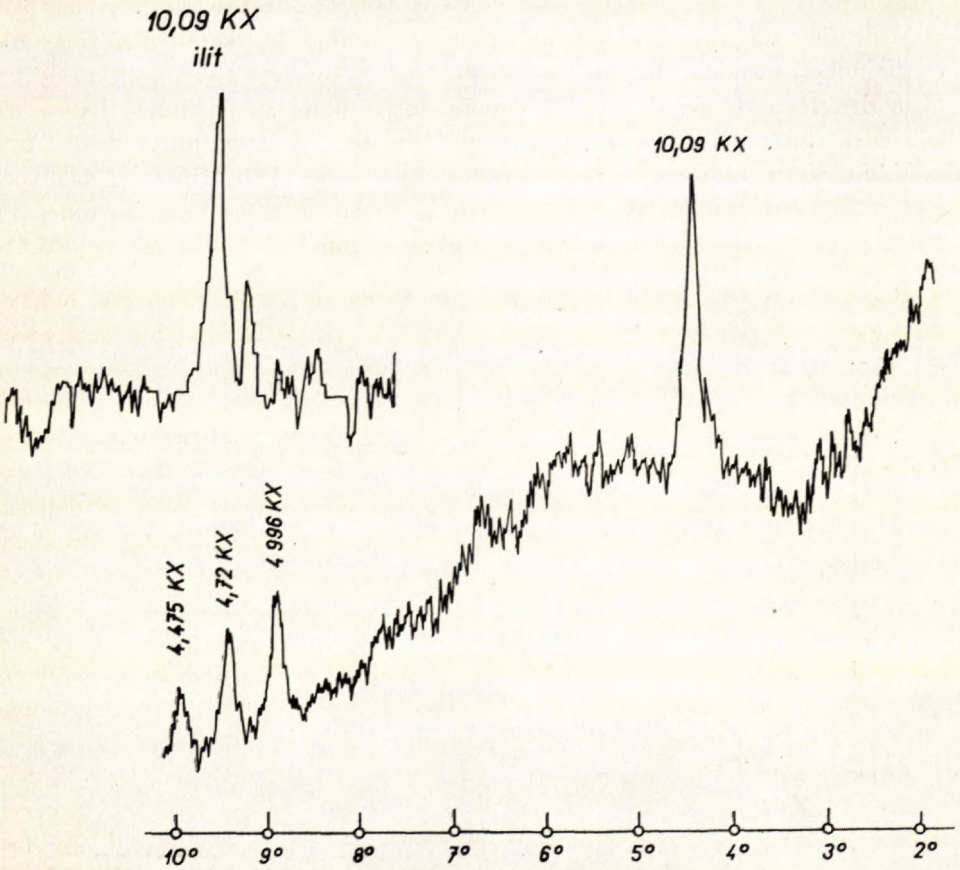
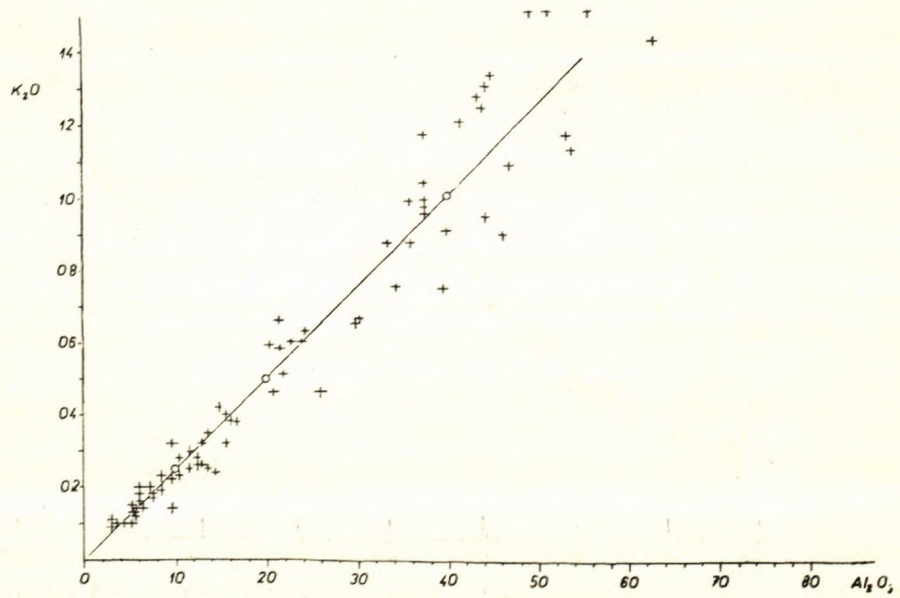


Abb. 1.—2. Difractogramm der separierten Ton-Komponente unterhalb 2 μ (1) und der ganzen Probe (2).

nach rekristallisierten Radiolarien zu finden: eine Probe stammt aus den Vlachovo-Schichten (NE von der Gemeinde Vlachovo), wo meistens helle bis graue Lidite auftreten; die zweite Probe stammt von Poproč und weist einen höheren Gehalt an graphitischer Substanz auf. Mangel an kieseligen Organismen in den Liditgesteinen der Gelnicaer Serie kann zwei Gründe haben; entweder entstanden Lydite auf chemischem Wege, oder wurden Radiolarien durch die Rekristallisation beträchtlich beschädigt. (Auch in den Silur-Lyditen aus dem Thüringerwald wurde solche Erscheinung beobachtet — H o s s 1957).

Die T o n - K o m p o n e n t e pflegt in den Lyditen mengenmässig sehr verschieden vertreten zu sein; nur selten übersteigt ihr Gehalt den Wert von 15 %. In den Lyditen der Gelnicaer Serie ist der Al_2O_3-Gehalt, nach welchem wir die quantitative Vertretung der Ton-Komponente beurteilen können, ziemlich gering und schwankt zwischen 0,2 bis 8,8 % (durchschnittlich 2,33 %). Ähnliche Werte führt auch H o s s bei den Silur-Lyditen aus dem Thüringerwald. Von den Silikat-Mineralen hat man da mikroskopisch Serizit und Muskovit, allerdings nur in sehr unbedeutenden Mengen festgestellt.

Um den Hauptträger der Ton-Komponente bestimmen zu können, haben wir die Tonfraktion unter 2 μ separiert und mit Hilfe des Difraktogramms identifiziert. Die Linienwerte entsprechen dem basalen Reflex des Illit-Minerals, das auch auf dem Difkratogramm (das ohne vorläufige Separation der Fraktion unter 2 μ verfertigt war) indentifiziert wurde — allerdings nur bei Proben, wo der Al_2O_3-



A b b. 3. Kovariationsdiagramm der K_2O und Al_2O_3 -Komponenten.

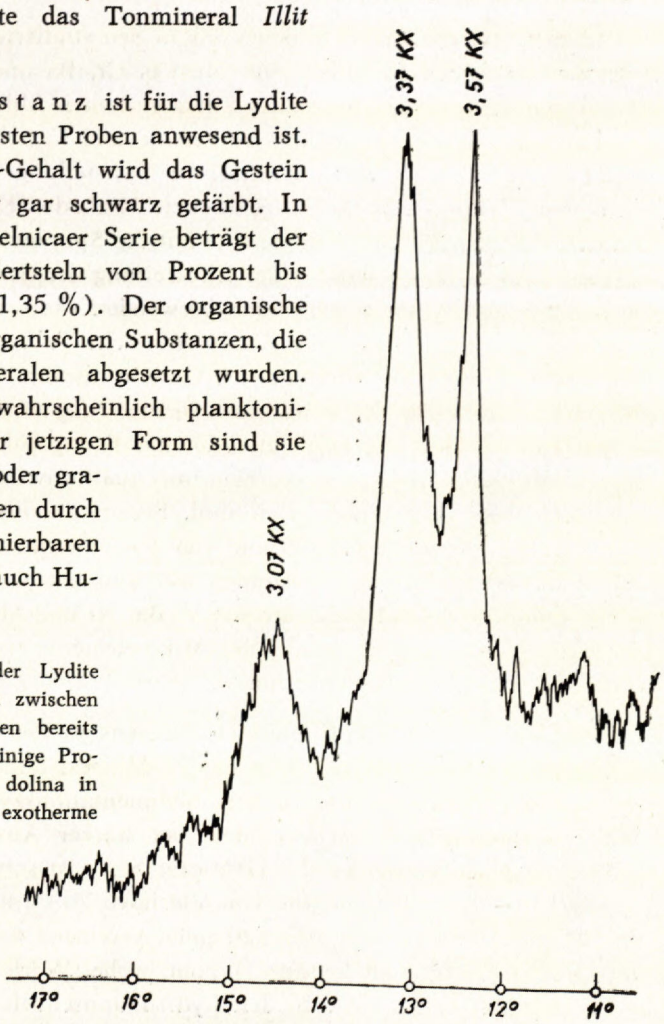
Gehalt erhöht war. Die Linien anderer Ton-Minerale (wie zum Beispiel Kaolinit oder Montmorillonit) hat man nicht finden können. *Illit* hat in den Silur-Lyditen aus dem Thüringerwald auch H o s s festgestellt.

Bei den Lyditen mit niedrigem Al_2O_3-Gehalt hat man Illit mit Hilfe der Kovariantion beider seiner Hauptkomponenten, und zwar K_2O und Al_2O_3 identifiziert. Aus den Illit-Analysen hat man das Verhältnis $K_2O : Al_2O_3$ errechnet. Dieser Wert ist mit den Ergebnissen, die wir aus den Lyditen der Gelnicaer Serie erworben haben, in guter Übereinstimmung. Wie das auch das vorgelegte Diagramm gut veranschaulicht, ist diese Methode gut geeignet. Aus den Ergebnissen folgt, dass auch bei Lyditen mit niedrigem Anteil der Ton-Komponente als Hauptträger dieser Komponente das Tonmineral *Illit* erscheint.

O r g a n i s c h e S u b s t a n z ist für die Lydite typisch, da sie in den meisten Proben anwesend ist. Je nach dem Kohlenstoff-Gehalt wird das Gestein hellgrau, dunkelgrau oder gar schwarz gefärbt. In den Lyditgesteinen der Gelnicaer Serie beträgt der C-Gehalt zwischen Hundertsteln von Prozent bis 8,7 % (durchschnittlich 1,35 %). Der organische Kohlenstoff stammt aus organischen Substanzen, die zusammen mit Ton-Mineralen abgesetzt wurden. Organische Stoffe sind wahrscheinlich planktonischen Ursprungs. In ihrer jetzigen Form sind sie entweder durch Kohlen- oder graphitische Substanz und den durch organische Lösungen extrahierbaren Teil wie Bitumina, event. auch Huminsäure vertreten.

Auf den Thermogrammen der Lydite hat man exotherme Reaktionen zwischen 600—800 °C, bei einigen Proben bereits bei 590—700 °C verzeichnet. Einige Proben aus dem Tal Kovandská dolina in den Drnava-Schichten weisen exotherme Linien bei 350 °C. Das Wesen der betreffenden Stoffe, die diese Exotherme hervorgerufen haben, konnte man wegen Mangel an Proben nicht bestimmen.

Zwecks einwandfreier Bestimmung der C-Modifikationen haben wir die Probe nach der



A b b. 4. Difractogramm der graffitischen Substanz.

Methode Forsman & Hunt (1957) konzentriert. Die Linien des Restes auf dem Difraktogramm entsprechen dem Graffit. Weitere Analysen haben wir zwecks Feststellung von Porphyrinen — mit Hilfe der Blumer'schen Methode (1950), und zwar durch Extraktion mit Chloroform im Sokshlet'schen Extraktor durchgeführt. Das Chloroform-Extrakt wurde durch Absorption (auf dem Spektrometer CF 4) analysiert. Bei Werten 4000—7000 Å konnte man keinen Absorptionsband verzeichnen; das bedeutet also, dass die Anwesenheit der Porphyrine nicht nachgewiesen wurde. Auch die Anwesenheit von Bitumen konnte man nicht feststellen. Zur Untersuchung über das Wesen der organischen Substanz haben wir eine Probe mit dem 4 % C und 1600 ppm Vanadium-Gehalt gewählt.

Zur Geochemie der Spurenelemente

Von den Spurenelementen haben wir in den studierten Lyditgesteinen folgende untersucht: Ga, Sn, Li, Pb, V, Zr, Ni, Co, Cr, Ba und Sr. Solche Gruppierung ist bei den saueren bis basischen Silikatgesteinen üblich. Die Elemente Ti und Mn hält man üblich für Makrokomponente und so haben wir sie auch in dieser Arbeit betrachtet. Bei der quantitativen Feststellung der Mikroelemente haben wir eigene für diese Zwecke ausgearbeitete Methode (Kupčo 1963) verwendet. Um den Einfluss der Drittkomponente auf die Spurenelemente soweit wie möglich auszuschliessen, haben wir bei der Zubereitung der Standartproben eine mit dem Chemismus der Lydite gleiche Basis verwendet.

Wie es den Ergebnissen der Analysen (siehe Tab. 1) zu entnehmen ist, kommen folgende Elemente im studierten Gestein oft vor: V, Zr, Ni, Ba und Cr. Die übrigen Elemente der obenerwähnten Gruppierung sind seltener. Ausserdem sind in der Tabelle auch die Elemente Mo und B angeführt, die in ähnlichen Sedimenten oft vorkommen; sie wurden nur qualitativ identifiziert, da sie in den Standartproben nicht einbegriffen sind. Bereits auf ersten Blick sieht man, dass V und Ba am meisten variieren und von den Spurenelementen auch den höchsten Gehalt aufweisen. In den Gesteinen mit ähnlichem Chemismus (zum Beispiel in den Quarziten) sind Elemente wie V, Ba, Ni und Mo nicht so reich anwesend. Der Unterschied im Chemismus der Mikroelemente ist auf verschiedene Genesis beider Gesteinstypen zurückzuführen.

Zirkonium konzentrierte sich meistens in der Hauptphase der Kristallisation, wo es zusammen mit SiO_2 das Zr-Mineral bildet, das zu den Akzessorien der Eruptivgesteine gehört. In den Sedimentationszyklen ist es sehr resistent (widerstandsfähig). Zr ist besonders bei starker Anwitterung teilweise lösbar. In verschiedenen Gesteinen der Gelnicaer Serie ist sein Gehalt wie folgt: Quarzporphyr 93—155 ppm, Phyllite von Vlachovo 70—140 ppm, in den Lyditgesteinen schwankt er zwischen 10—120 ppm, vereinzelt auch bis 210 und 347 ppm. Der Durchschnittsgehalt beträgt 31 ppm, wobei Werte zwischen 10 und 20 ppm am häufigsten vorkommen. In den Lydit-Dünnschliffen konnte man das Zr-Mineral nicht feststellen.

Um den Zr-Träger in den Lyditen feststellen zu können, haben wir ein Korrelationsdiagramm von Zr/Al_2O_3 zusammengestellt. Daraus sieht man, dass da gewisse jedoch nicht sehr deutliche Korrelationsmöglichkeit besteht. In den Tonmineralen fand man immer Zr. So zum Beispiel in den Tonmergeln aus den Menilit-Schichten in der Ostslowakei beträgt der Zr-Gehalt 300 bis 500 ppm. W. A. White (1959) gibt bei solchen Gesteinen Werte zwischen 110 und 280 ppm. Offensichtlich wird Zr auch in den Lyditen auf die Tonkomponente gebunden (wahrscheinlich durch Absorption). Wenn man die Zr-Werte in den Tonmergeln auf den Gehalt der Tonkomponente in den Lyditen umrechnet, bekommt man ähnliche Werte wie bei den Lyditen der Gelnicaer Serie.

Vanadium gehört zu den wichtigen Elementen der Lyditgesteine. Es ist üblich fünfwertig, kann aber auch zwei-, drei und vierwertig sein. Seine geochemische Charakteristik ist sehr von seiner Valenz abhängig. Im exogenen Zyklus dominiert V^{5+}, im endogenen Zyklus pflegt es dreiwertig zu sein. Es kommt in den Oxiden vor, wo es hauptsächlich Fe^{3+} verfolgt. V^{3+} befindet sich hauptsächlich in den primär ausgeschiedenen Oxiden, wie zum Beispiel im Magnetit, Chromit und Ti-Magnetit, wo es durch Selfström (1830) entdeckt wurde. Der V-Gehalt im Magnetit beträgt etwa 2000 ppm. Hingegen in den primären Fe-

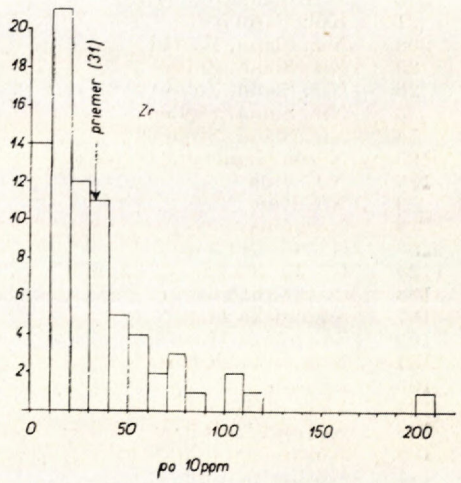


Abb. 5. Häufigkeitsdiagramm des Zr in den Lyditen.

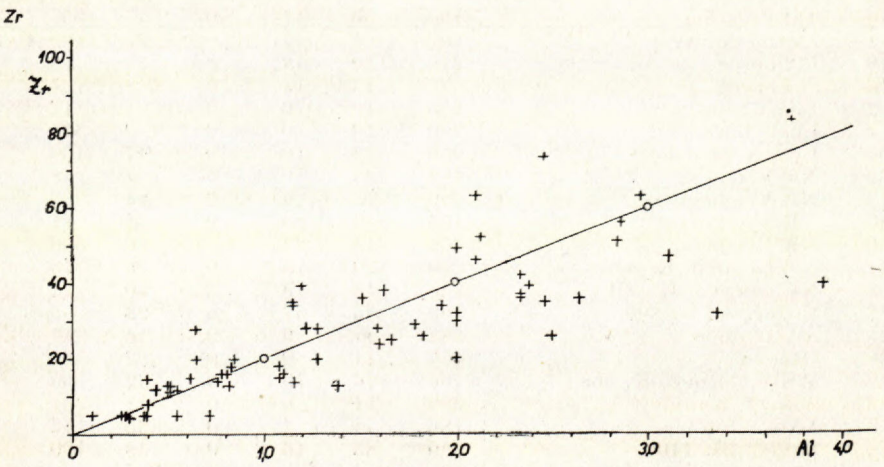


Abb. 6. Kovariationsdiagramm der Zr und Al-Komponente.

Tab. 1

Mikro- und Makrokomponente

Pr.Nr.	Lokalität	V	Zr	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
87	Kociha, km 23,8	630	10	0	0	st	28	0
86	Kociha, km 23,8	170	10	10	0	0	14	0
94	Kociha, km 23,85	1620	51	21	10	105	590	0
189	SW Betliar	186	35	16	0	31	676	0
192	SW Betliar	346	30	13	0	50	282	0
185	SW Betliar	214	38	10	0	24	600	10
176	W Henckovce	98	20	14	0	27	910	0
223	W Kobeliarovo (Háj)	371	110	6	0	39	132	14
21	Kobeliarovo	266	26	st	0	36	126	0
208	Niž. Slaná, K. 711	390	32	9	0	34	363	st
25	Niž. Slaná, Zoltán	308	347	10	0	213	1580	0
26	Niž. Slaná, Zoltán	930	80	10	0	100	200	100
3	Niž. Slaná, Stollen	436	105	19	0	0	562	0
58	Niž. Slaná, Stollen	500	52	97	10	50	195	0
195	N von Gemerská Poloma	302	28	21	0	34	204	0
186	N Čučma	174	7	10	0	16	316	0
9	N Čučma	446	36	0	0	48	400	0
13	N Čučma	322	20	0	0	36	115	0
56	G—35, 249,3 m	446	0	36	0	52	53	0
1124	G—35, (645,2—645,3 m)	400	62	13	10	68	60	0
108	G—35 (615,6—7)	324	0	10	0	54	25	250
107	Smolnícka Huta	488	37	10	0	83	416	0
109	Smolnícka Huta	706	13	0	0	st	72	0
187	N Smolnícka Huta	692	39	17	0	214	3160	18
105	Zl. Stôl	178	20	0	0	21	56	0
191	1 km S Hyľov	353	st	18	0	30	295	0
138	Kovandská dol.	955	49	14	0	43	302	0
139	Kovandská dol.	575	18	15	0	44	158	0
141	Kovandská dol.	795	34	21	0	40	219	0
143	Pri Skaličke	457	16	21	0	23	105	0
145	Okrúhly Chrbát	175	12	18	0	32	71	35
146	W Hekerová	102	22	55	7	35	56	32
180	Tal Pivering	120	60	17	0	17	1050	st
181	Zlatná dolina	257	8	17	0	28	1100	0
179	E Poproč	219	120	12	0	10	48	st
16	E Poproč	630	13	12	0	8	104	0
2	Lucia baňa	355	10	0	0	st	12	0
1	Lucia baňa	250	10	0	0	0	575	0
106	Lysina, Henclová	956	73	10	0	47	129	0
62	NE Vlachovo	912	28	0	0	st	48	0
79	NE Vlachovo	200	13	0	0	45	85	0
80	NE Vlachovo	436	10	10	0	st	27	0
206	NE Vlachovo	456	14	22	0	26	500	0
211	N Vlachovo, K. 837	219	20	15	0	25	73	0
203	NE Gočovo, K. 501	324	15	19	0	40	28	12
217	E Gočovo, K. 806	269	15	37	0	23	55	0
225	SW Gočovo	282	st	9	0	16	47	0
38	Gočovo	476	14	0	0	32	60	0
42	WSW Gočovo, K. 568	706	16	19	0	32	95	0
32	Suľová, Kamm	660	11	0	0	st	51	0
212	1 km S Suľová	186	st	12	0	25	42	0
218	Suľová, K. 1100	850	63	16	0	38	100	17

der Lydit-Gesteine

Pb	Ga	Sn	Li	B	Mo	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O	TiO_2	C %
0	0	0	0	0	0	0,58	0,11	0,05	0,056	0,18	0,025	2,67
0	0	0	1	0	0	0,74	0,33	0,06	0,075	0,18	0,020	0,87
0	0	0	2	2	2	5,35	1,72	0,38	st	1,16	0,23	4,40
st	8	0	0			2,18	0,21	0,34	0	0,66	0,075	0,71
st	8	0	2	2	2	3,78	0,18	0,57	0	1,17	0,13	1,58
st	5	0	2	2	2	3,06	0,18	0,38	0	0,66	0,10	1,47
170	st	0	0			0,83	0,24	0,06	0	0,23	0,045	1,69
40	st	0	0			4,35	0,14	0,29	0	1,27		0,63
0	0	0	2	2	2	4,70	0,23	0,7	0	1,08	0,10	0,80
st	4	0	2	0	2	3,78	0,25	0,57	st	1,04	0,10	0,54
0	0	0	1	2	2	8,0	0,24	0,80	0	3,13	0,53	2,10
250	0	0	1	0	3					0,76		0,26
st	8	0	2	2	3	8,80	0,52	0,72	0,035	2,90	0,42	3,85
0	0	0	1	2	3	4,0	0,23	0,43	0,077	0,90	0,16	2,75
st	2	0	2	0	2	2,42	0,78	0,28	0	0,60	0,088	0,22
st	0	0	2	2	2	1,17	0,33	0,29	0	0,30	0,048	0,50
1000	0	0	2	2	1	4,98	0,43	0,60	0	1,50	0,20	1,54
0	0	0	2	2	2	3,78	0,41	0,42	0,04	0,97	0,68	0,92
0	0	0	0			0,64	2,32	0,08	0,056	0,14	st	3,80
170	0	0	0			1,68	2,26	0,7	1,02	0,38	0,067	2,08
0	0	0	1	0	1	0,71	2,26	0,32	>5,0	0,20	0,02	2,56
49	0	0	1	2	3	4,42	1,12	0,22	0	1,30	0,18	1,23
0	0	0	1	0	2	1,56	0,29	0,10	0	0,32	0,038	3,10
4	12	st	0	2	2	2,27	0,48	0,21	0,09	0,60	0,081	1,16
37	0	0	1	2	3	1,61	0,36	0,13	0	0,38	0,078	0,20
st	st	0	2	0	2	0,75	0,23	0,08	0	0,17	0,027	4,42
0	4	0	0			3,78	0,50	0,57	0	0,95	0,14	3,20
st	st	0	2	0	0	1,57	0,15	0,29	0	0,40	0,065	1,72
st	4	0	2	2	2	3,61	0,38	0,54	0	0,99	0,13	1,18
19	st	0	2	2	3	1,47	0,33	0,26	0	0,42	0,046	0,72
54	st	0	1	0	2	1,04	0,37	0,05	1,83	0,23	0,032	1,43
8	st	0	0			1,28	0,90	0,40	2,58	0,26	0,067	1,12
7	0	0	1	0	0	0,34	0,31	0,03	0	0,10	0	1,52
7	st	0	1	0	0	0,55	0,34	0,08	0	0,16	0,027	2,10
3	st	0	2	0	2	0,41	0,24	0,06	0	0,10	st	0,98
0	0	0	2	0	2	1,0	1,09	0,07	0	0,32	<0,01	1,16
0	0	0	1	0	1	0,58	0,69	0,05	0,035	0,16	st	0,88
0	0	0	0	0	0	0,58	0,38	0,05	0,04	0,20	<0,01	0,07
30	4	0	2	3	3	4,65	0,56	0,48	0	0,	0,21	1,20
0	0	0	0	2	3	1,23	0,30	0,08	st	0,28	0,023	0,10
0	0	0	1	2	2	2,6	1,72	0,08	0	0,46	0,032	0,15
131	0	0	0	0	0	1,04	0,71	0,05	0	0,28	0,033	0,14
15	st	0	1	0	2	0,68	0,15	0,07	0	0,16	0,025	1,28
0	st	0	1	0	3	1,23	1,10	0,1	0	0,26	0,052	2,15
st	st	0	2	0	2	2,04	2,36	0,14	0	0,36	0,07	0,44
st	st	0	0			0,74	0,14	0,04	0	0,17	0,14	0,40
25	0	0	1	0	2	2,22	0,50	st	0	0,12	st	0,30
118	0	0	1	0	1	1,46	1,60	0,05	st	0,24	0,038	0,30
0	0	0	2	2	2	2,08	2,68	0,06	0	0,46	0,058	0,36
0	0	0	1	2	3	0,96	0,40	0,22	0,06	0,14	0,018	0,35
0	0	0				0,66	0,48	0,1	0	0,15	0,023	0,17
13	7	12	2	3	3	3,96	1,93	0,81	0,73	0,74	0,15	0,75

Sulphiden und in den hydrothermalen Sulphiden pflegt Vanadium nicht konzentriert zu sein; es befolgt nämlich das zweiwertige Fe nicht. V^{4+} hat einen Ionenradius von 0,61 Å, was den Werten von Ti^{4+} sehr nahe steht. Das letztere wird von V^{4+} im Sphen und Illimenit vertreten.

Dunkle Minerale wie Pyroxen, Amphibol und Glimmer haben einen höheren V-Gehalt, das bei ihnen sowohl vier- oder fünfwertig sein kann und vertritt da Fe^{3+} und Al^{3+}. Nockolds und Mitchell (1952) geben bei den Amphibolgesteinen einen Vanadium-Gehalt zwischen 100 und 300 ppm, in den Biotitgesteinen etwa zwischen 100 und 400 ppm, und bei Muskovit einen Wert von 500 ppm an.

Vanadium pflegt im magmatischen Zyklus dreiwertig zu sein; bei hypergenen Prozessen oxydiert es leicht und wird fünfwertig, unter dem Einfluss von H_2O umwandelt sich in eine Anionform als Vanadat. Die V^{5+} Verbindungen sind lösbar und dadurch ist auch ihre grosse Beweglichkeit im exogenen Zyklus gegeben. Die Zerstörung der gesteinsbildenden Minerale verläuft während der Verwitterung mit verschiedener Geschwindigkeit. Von den V-Trägern (Muskovit, Anatas, Rutil, Biotit, Amphibol, Illmenit) am langsamsten verwittert Muskovit, Rutil und Anatas (F. Petitjohn 1941). Die Verwitterungsstärke war in verschiedenen geologischen Zeiten unterschiedlich. Demzufolge gelangte auch verschiedener V-Anteil in die Lösungen; ein Teil von Vanadium blieb durch Absorption an Hydrolysaten, ein Teil entmischte sich in Form von unlösbaren Vanadaten und eine ziemlich geringe Menge migrierte auch in Seebasaine.

Wie bereits erwähnt, wird neben Fe^{3+} und Cr^{3+} auch Al^{3+} durch Vanadium vertreten. Beim sedimentären Zyklus ist die Vertretung des Al durch V von grosser Bedeutung. Vanadium pflegt im allgemeinen im exogenen Zyklus fünfwertig zu sein. Aber es kann auch in dreiwertiger Form vorkommen und sich dabei mehr an Al anschliessen. Vanadium konzentriert sich hauptsächlich in den Tonmassen. Nach Ahrens (1945) geschieht es auf mehrere Arten: Es kann sich um eine isomorphe Vertretung des Al durch V, oder um seine Adsorption in Form von Vanadaten in den Al- und Fe-Hydroxiden handeln. Aber Vanadium kann auch als kolloides Sulphid oder Oxid, oder auch als unlösbares Vanadat, event. auch in organischer Verbindung (Porphyrin) vorkommen. Aus keramischen Rohstoffen sind Bruchstücke angewitterter V-haltiger Minerale bekannt. Die Art und Weise ihres Vorkommens hängt von der Mineralzusammensetzung der Tonsteine und von den Entmischungsbedingungen des betreffenden Minerals ab.

Auftreten des dreiwertigen Vanadium in den Tonmileralen ist auch ganz möglich, aber direkte Beweise darüber vermissen wir bisher. Zum Beispiel im Illit ist Vanadium nicht nurch durch Adsorption, sondern wahrscheinlich auch im Gitter gebunden, da zur Extraktion des ganzen V-Gehaltes eine Erwärmung bis auf 1000 °C nötig ist (Kalauner& Hruda 1922, in Hammer 1955).

Das dreiwertige V wurde im glimmerigen Mineral *Roscoelith* durch Gentl (1876; in Hammer 1955) nachgewiesen. Dieses Mineral gehört zu den reichsten V-haltigen Mineralen (33 % V). Vanadium ersetzt im Roscoelith die Al-Atome.

Bekanntlich entstehen bei der Verwitterung der Glimmer Tonminerale, hauptsächlich *Illit*. Bei diesem Prozess dominieren vielmehr Oxidationsbedingungen, d. h. das im Glimmer ursprünglich dreiwertige V wird in V^{5+} umgewandelt. Im Reduktionsmilieu kann widerum das V^{5+} auf V^{3+} reduziert werden [nach Goldschmidt (1956) entsteht Roscoelith oft auch in solchem Reduktionsmilieu].

Auch die Adsorption der unlösbaren Vanadate auf Tonmineralen führt zur Konzentration des V. So zum Beispiel konnte Hammer (1955) bei seinen Studien der Kohlenlagerstätte von Pensylvania feststellen, dass oberhalb des Kohlenflözes in den Tonen grössere Menge des Vanadium konzentriet ist, als in demselben Material unterhalb des Flözes; das Flöz hatte auch einen Teil des Vanadium aufgefangen.

Eine andere Art der Adsorption des Vanadium führt Ahrens; es handelt sich um Anreicherung des Vanadium auf den hydratierten Al- und Fe-Oxiden, die oft in den Lehmen und Tonen vorkommen. Hammer gibt an, dass die von ihm untersuchten 5 Tonproben nach Entfernung der hydratierten Fe-Oxide etwa 21 bis 87 % ihres V-Gehaltes verloren haben.

Bei den Lyditen ist auch die Konzentration des Vanadium in Form von Sulphiden möglich, und zwar in einem anaeroben Milieu mit genügendem H_2S-Gehalt. Solche Bedingungen herrschen in den Staugewässern, wo Mangel an Sauerstoff ist, also ein Reduktionsmilieu dominiert. Die Anwesenheit der Sulphid-Ionen kann zur Ausscheidung der Ionen irgendwelcher Spurenelemente führen. Anaerobes Milieu kann auch die Reduktion der mehrwertigen Ionen verursachen.

In der Natur treten zwei V-Sulphidminerale, und zwar $V(S_2)_2$ und Cu_3VS_4 (beide sehr selten) auf. Die Ausscheidung des V in marinem Milieu ist kaum möglich, da sein Gehalt im Meerwasser zu gering ist ($5 . 10^{-8}$ %). Nach Krauskopf (1956) ist eine vollkommene Ausscheidung des Vanadium in Form von Sulphiden im anaeroben Meeresmilieu nicht ganz möglich, da Sulphid ziemlich gut lösbar ist. Auch die Ausscheidung zusammen mit einem anderen Sulphid (FeS_2) war nicht so effektiv wie bei anderen Metallen. Aus diesen Tatsachen folgt, dass diese Form der V-Konzentration in den Sedimentgesteinen nicht sehr wahrscheinlich ist.

Von den bisher erwähnten zeigt sich als beste Möglichkeit der V-Konzentration *im Wege der Adsorption* auf den Tonkörpern.

Das biogene Vanadium

Erste Unterlagen über den biogenen Ursprung des V in den Sedimentgesteinen stützen sich auf die Feststellung des Vanadium im Blute der Ascidien (Henze 1911; Hecht 1918); sein Gehalt beträgt da bis 4200 ppm (Vinogradov 1936: 1,5 %). Webb (1939 in Nasson 1958) konnte bei den 8 Tunikata-Arten bis zu 1990 ppm Vanadium feststellen. Vanadium sollte dabei als ein Transportmittel des Sauerstoffs auftreten, nach Henze soll es bei den Reduktionsprozessen beteiligt sein. Auch die Ansichten über den Ursprung des Vanadium sind verschieden. Nach Webb soll das Meerwasser, nach Bertrand (1950 in Nasson 1958) wiederum das anorganische Futter dieser Lebewesen als V-Quelle funktionieren.

Vanadium hat man auch in den Holoturien (Philips 1918 in Nasson 1958) und in Pflanzen gefunden. Bertrand (1942) konnte es in 62 Pflanzenarten finden, allerdings ist sein Gehalt da beträchtlich reduziert (cca 1 ppm) und hängt auch von seinem Gehalt in Böden ab.

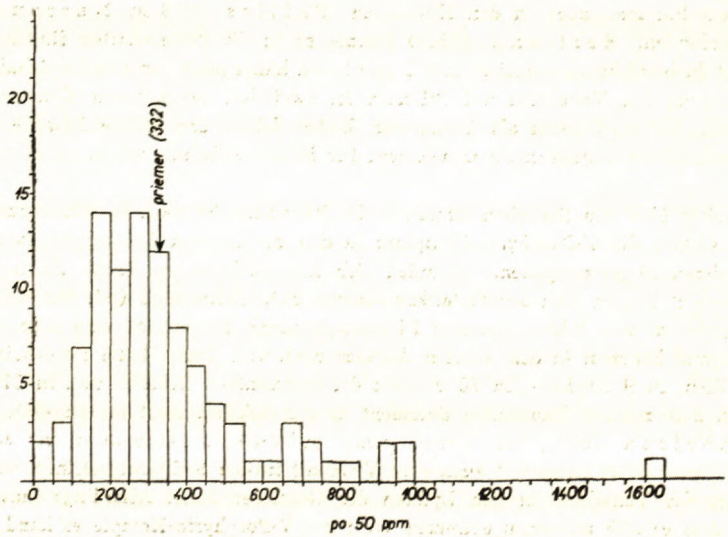
Die Wirkung des Vanadium auf Pflanzen ist zweierlei: bei höheren Konzentrationen ist es als Toxikum, bei niedrigeren als Stimulator. Bisher fehlen uns etliche Beweise um Vanadium für ein wesentliches Ernährungsspurenelement für höhere Pflanzen halten zu können (Nasson 1958).

Die Ansicht über den tierischen Ursprung des Vanadium ist stark in Hintergrund getreten, als Treibs (1934) die *V-Porphyrin-Komplexe* in den bituminösen Sedimenten entdeckte. Porphyrine und deren Metallkomponente befinden sich hauptsächlich im Erdöl. Zu bedeutenden Porphyrinen gehört Hämin (mit der Metallkomponente Fe), Chlorophyll (mit Mg-Metallkomponente) und V-Porphyrin; alle bilden meistens Pflanzenpigmente. Porphyrine sind sehr beständige Verbindungen und kommen in den ältesten Ablagerungen vor. Treibs hatte Porphyrin-Körper in 66 Naphta-Fällen, in 9 Asphalt-, in 70 Funden der bituminösen Schiefer und in 17 Kohlenfunden festgestellt. Das reichste bituminöse Sediment in der Schweiz trägt bis zu 4000 ppm des Porphyrin (Abelson 1959), bei Umrechunung auf V-Gehalt bekommen vir einen Wert von 300 ppm. Dieser Wert entspricht auch dem V-Gehalt in den Sedimentgesteinen, und dem Durchschnittswert des Vanadium in den Lyditen der Gelnicaer Serie. Allerdings muss man berücksichtigen, dass es sich um einen extremen Wert des V-Porphyrin-Komplexes handelt und dass in den Sedimenten auch freie Porphyrine anwesend sind.

Vanadium in den Lyditen der Gelnicaer Serie ist in verschiedenen Konzentrationen (zwischen 36 und bis 1600 ppm) anwesend, mit durchschnittlichem Gehalt von 332 ppm, bei meisten Proben zwischen 150 und 300 ppm. Der V-Gehalt in den Lyditen unterscheidet sich von dem der zusammen mit ihm auftretenden Gesteine. So zum Beispiel altpaläozoische Quarzporphyre weisen durchschnittlich 89 ppm, Silur-Phyllite 137 ppm, die Prakovecer Phyllite (I v a n o v — K u p č o 1965) 122 ppm Vanadium auf. Lediglich die Vlachovo-Phyllite nähern sich durch den V-Gehalt den Lyditen (262 ppm). Daraus sieht man den wesentlich erhöhten V-Wert bei den Eruptivgesteinen der Gelnicaer Serie. In den Perm-Porphyren konnte man nur in einem Falle Vanadium finden (5 ppm), in den gemeriden Graniten beträgt der V-Durchschnittswert 16 ppm.

Gegenüber unseren Gesteinen weisen Thüringer Lydite (nach F. Leutwein) viel höheren V-Gehalt auf, durchschnittlich 680 ppm. H. Hoss gibt aus den Kulmer Lyditen den Wert von 60 bis 270 ppm, V. Schneiderhöhn von 50 bis 200 an. Aus den Silur-Lyditen gibt er keinen V-Gehalt an.

In den obenangeführten Erwägungen sind zwei grundsätzliche Möglichkeiten der Vanadium-Konzetration — und zwar durch anorganische und biogene Prozesse — aufgezeichnet. Um einer direkten Verbindung des Vanadium mit dieser oder jener vorausgesetzten Makrokomponente nachzuspüren, haben wir kovariante Diagramme und zwar für V/C, V/Al und V/Fe-Verbindungen und Histogramme der Verhältnis 10 V/C, 10 V/Al und 10V/Fe ausgearbeitet. Aus dem Histogramm 10 V/C ist klar, dass die maximale Häufigkeit auf Interval 0,1 bis 0,2 fällt (etwa ¼ aller Proben), während der Durchschnittswert von 10 V/C bei 0,64 liegt. Werte über 1 beziehen sich meistens auf die Proben aus den Vlachovo-Schichten (10

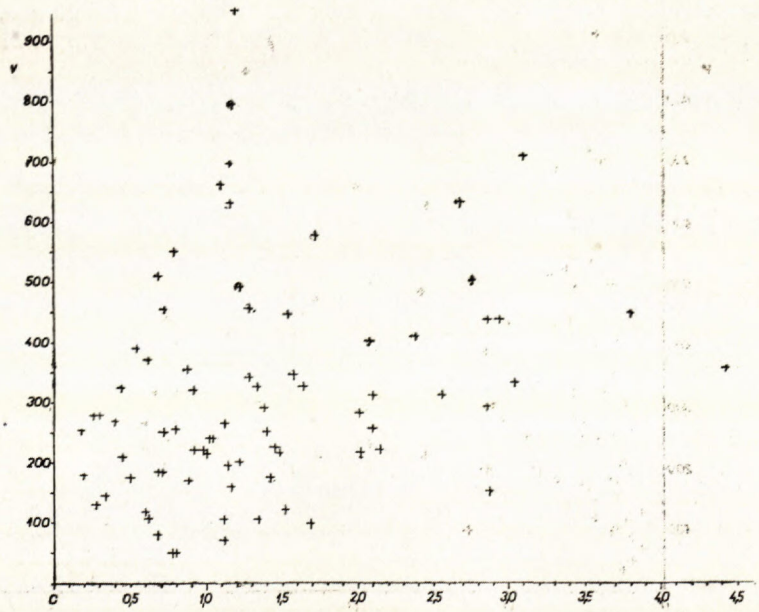


A b b. 7. Häufigkeitsdiagramm des Vanadium in den Lyditen.

von 19 Proben). Lydite aus diesen Schichten sind durch Mangel an graphitischer Substanz ausgezeichnet; diese Schichten konnten ursprünglich auch organische Stoffe enthalten, die dann durch Oxidation zerstört wurden. Man kann aber auch die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass hiesige Lydite auch ursprünglich keine organischen Stoffe enthielten und Vanadium ausschliesslich anorganischen Ursprungs ist. Diese Lydite weisen meistens höheren V-Gehalt (durchschnittlich 350 ppm) auf.

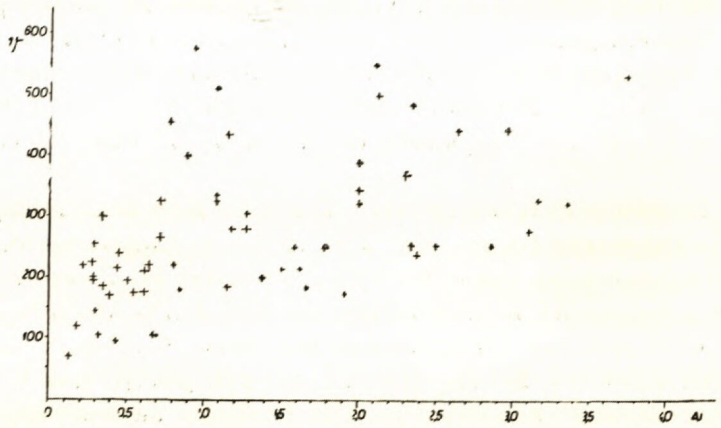
Gewisse Verbindung zwischen C und V — wenn auch nicht entscheidende — folgt aus der Identifizierung des V-Trägers im Gestein. Es hat sich gezeigt, dass von einzelnen Komponenten es nach dem Quarz eben Kohlenstoff war, der am wenigsten Vanadium enthaltet. Aus dieser und auch früher angeführten Tatsachen folgt, dass man Kohlenstoff, bzw. organische Stoffe und Lebewesen keinesfalls als einzige und Hauptquelle des Vanadium in den Lyditen betrachten kann.

Engere Beziehung zeigt sich zwischen V und Al; auch deren Histogramm zeigt eine engere Dispersion. Daraus folgt, dass Vanadium hauptsächlich auf die Tonsubstanz (wahrscheinlich durch Adsorption, besonders bei Proben mit niedrigem V-Gehalt) gebunden ist. Bei den Proben mit dem durchschnittlichen und hohen V-Gehalt (300 ppm und höher) müssen wir dessen Verbindung im Gitter des Tonminerals annehmen. Bei Experimenten hat sich gezeigt, dass V in der Ton-Komponente maximal konzentriert ist. Das bestätigen auch die angeführten Erkenntnisse über die Möglichkeit der V-Verbindung in den Tongesteinen.

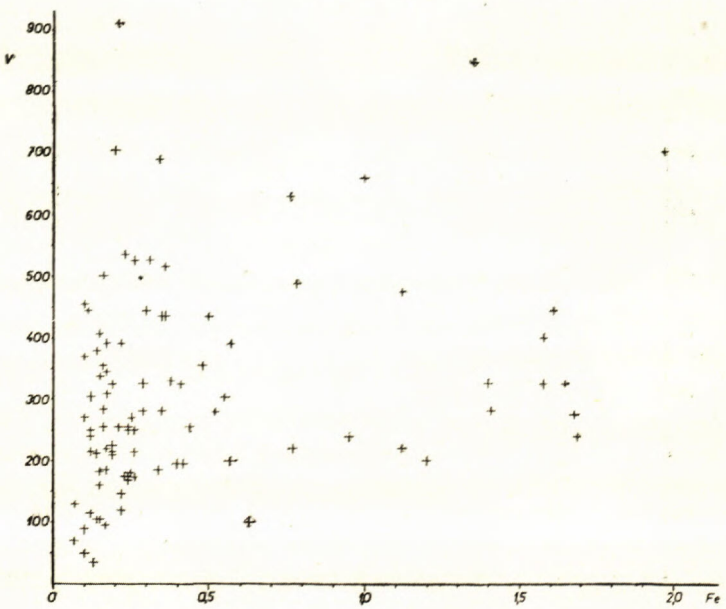


A b b. 8. Kovariationsdiagramm der V und C-Komponente.

Nun noch einige Beobachtungen über Verbindung V/Fe. Fe ist in den Lyditen zweierlei Ursprungs: es ist als Bestandteil des Tonminerals und der Sulphide, bzw. Oxide. Im Illit gehört Fe zu den ziemlich veränderlichen Komponenten, man kann daher in diesem Falle eine eindeutige Korrelation nicht erwarten. Sulphide gehören in den Lyditen zu unbedeutenden Komponenten. Auch aus dem Diagramm zeigt sich ziemlich undeutliche Verbindung V/Fe. Daraus kann man schliessen, dass die V-Bindung an Fe in den Lyditen unbedeutend ist. Der



A b b. 9. Kovariationsdiagramm der V und Al-Komponente.



A b b. 10. Kovariationsdiagramm der V und Fe-Komponente.

geringe Anteil des hydratierten Oxides konnte keine sehenswerte V-Konzentrationen in den Lyditen hervorrufen.

Wenn wir den V-Gehalt aus der üblichen Adsorption auf Tonminerale umrechnen, bekommen wir für Lydite niedrigeren V-Gehalt; so zum Beispiel Phyllite der Gelnicaer Serie weisen einen kleineren V-Gehalt (137 ppm), obwohl sie wesentlich höheren Anteil der Tonkomponente haben. Auch V-Werte bei den reinen Tonen aus Illinois sind durchschnittlich bei 130 ppm (W. A. White 1959). Wenn wir berücksichtigen, dass in den Lyditen die Tonkomponente wenigstens um das 5 fache (gegenüber den reinen Tonen) reduziert ist, dann sollte bei ihnen der V-Gehalt zwischen 20 und 70 ppm betragen. Rechnen wir noch den Anteil des biogenen Vanadium (auf 1 % C etwa 10 ppm V — umgerechnet nach dem V-Gehalt in der Kohle) dazu, auch so bleibt der Ursprung eines Teiles des V-Gehaltes in den Lyditen noch unaufgeklärt. Zu seiner Konzentration konnte auch die Hauptkomponente — SiO_2, oder irgendein anderer bisher nicht bekannter Prozess beitragen.

Aus der analytischen Chemie ist bekannt, dass Silikatgel manche Metalle durch Adsorption bindet (Kolthoff & Stenger 1932). Auch Umland & Kirchner haben eine Adsorption mehrerer Metalle auf dem Silikagel festgestellt; Adsorption des Vanadium auf dem Silikagel haben sie jedoch nicht untersucht.

In unserem Laboratorium konnten wir feststellen, dass Vanadium auf dem Silikagel 100 %-ig gebunden ist; man kann es nur mit der Salzsäure (oder anderen Säuren) nicht aber mit Wasser eluieren. Zur Adsorption kommt es bei einem pH-Wert 5 und höher. Obwohl für Meerwasser nur ziemlich geringe Konzentrationswerte des Vanadium angegeben werden, durch anhaltende Zufuhr neuer Lösungen kann sich da auch grössere V-Menge ansammeln. Während der Diagenese und sukzessiver Rekristallisation über Opal bis Quarz kann das adsorbierte Vanadium ins Gitter des Tonminerals eintreten.

Aus dieser Tatsache kann man gewisse Schlüsse über die Bildung der Silizitgesteine ziehen: die Grundform von SiO_2 bildete H_4SiO_4, die über den Polymeren in den Gelzustand und aus diesem in weitere Formen bis in α-Quarz umgewandelt war.

Chrom ist vor allem in den ultrabasischen und basichen Gesteinen anwesend, wo sein Gehalt 2000—3000 ppm beträgt, (in den saueren Gesteinen unter 50 ppm). Cr konzentriert sich in den Anfangsphasen der magmatischen Differentiation. In den Ergussgesteinen tritt Cr als selbständiges Mineral — *Chromit* auf; in den Silikaten vertritt Cr^{3+} hauptsächlich Fe^{3+}, seltener auch Al^{3+}. In den Silikatmineralen (wie Augith Amphibol, Olivin, Pyroxen) beträgt sein Gehalt etwa 1000 ppm. Im exogenen Zyklus konzentriert sich Cr in den Resistaten und teilweise aufgelöst in den Hydrolysaten. Die Migration von Cr^{3+}

ist durch seine Oxidation auf Cr^{6+} in Form von lösbaren Chromaten erleichtert. In den Sedimentgesteinen bewegt sich der Cr-Gehalt zwischen 40 und 600 ppm je nach dem Grad der Basizität des Mutergesteins. In der Gelnicaer Serie, wo der sauere porphyrische Vulkanismus (mit Cr-Werten von 8—40 ppm) dominiert, beträgt der Cr-Gehalt in den Phylliten zwischen 30—330 ppm (durchschnittlich 120 ppm), in den Lyditen zwischen Spuren bis zu 214 ppm (durchschnittlich 34 ppm). Nach Rankama & Sahama (1950) beträgt der Cr-Gehalt bei Phylliten aus Norwegen 140 ppm.

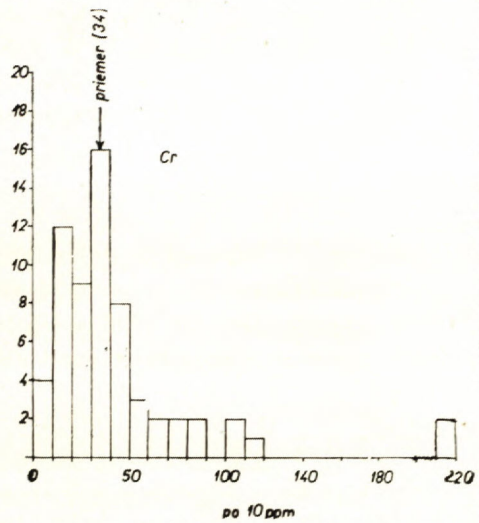


Abb. 11. Häufigkeitsdiagramm des Cr in den Lyditen.

Aus dem beigefügten Histogramm ist die maximale Häufigkeit bei Werten zwischen 30—40 ppm Cr deutlich. Gegenüber den Lyditen aus dem Thüringerwald, bei welchen der Cr-Durchschnittswert 49 ppm beträgt, weisen unsere Lydite etwas geringeren Cr-Gehalt. In den Dünnschliffen der Lydite konnte man keine Cr-Minerale finden.

Um eventuelle Beziehung, bzw. Bindung des Chrom an gewisse Makrokomponente zu erforschen, haben wir ein Cr/Al-Kovariationsdiagramm verfertigt, aus dem gewisse gegenseitige Verbindung beider Elemente offensichtlich ist. Chrom ist wahrscheinlich an die Tonkomponente gebunden, wo er im Gitter des Tonminerals Al vertreten kann; viel üblicher ist jedoch die Adsorption des Cr auf dem Tonmineral. Wenn wir den Cr-Gehalt in den Phylliten der Gelnicaer Serie

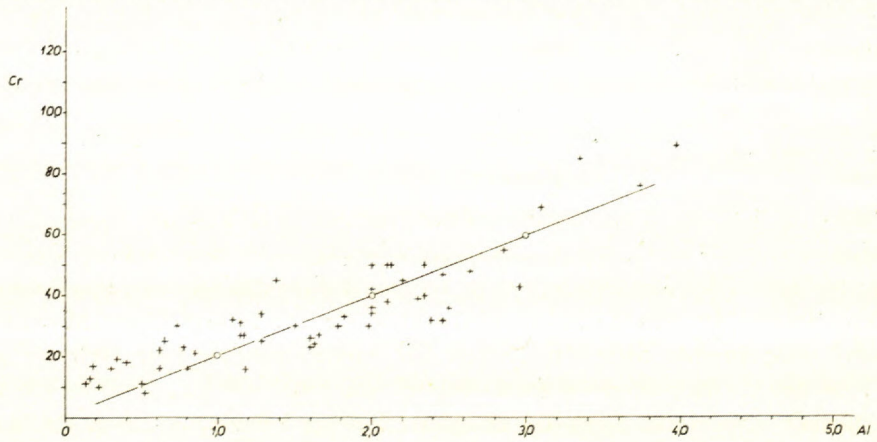


Abb. 12. Kovariatiansdiagramm der Cr und Al-Komponente.

auf den Anteil der Tonkomponente in den Lyditen umrechnen, bekommen wir den Cr-Wert von etwa 30 ppm, was dem Durchschnittswert in den Lyditen entspricht.

Nickel und Kobalt konzentrieren sich hauptsächlich in den ultrabasischen und basischen Gesteinen (Ni — 0,1 %, Co — 0,02 %), während in den saueren Gesteinen ihr Gehalt um das 10—100 fache geringer ist. Bei der Anwitterung der Eruptivgesteine gehen beide Elemente in die Lösungen über. Nickel ist in den Wasserlösungen beständig und kann daher leicht weiter migrieren, Kobalt fällt bereits bei einem pH-Wert von 6,8 aus der Lösung aus, er ist sehr wenig migrationsfähig. In den Tonmineralen sind beide Elemente durch Sorption gebunden; sie können sich in den organische Stoffe enthaltenden Sedimenten konzentrieren. In marinem Milieu mit mangelnder Sauerstoff-Zufuhr und mit erhöhtem H_2S-Gehalt können sich beide Elemente in Sulphiden konzentrieren.

Der Ni-Gehalt in den Lyditen der Gelnicaer Serie schwankt zwischen 0 bis 100 ppm, beim Durchschnitt von 15 ppm; die maximale Häufigkeit ist bei den Werten zwischen 10 und 20 ppm. Nickel ist in den Lyditen als Bestandteil der Tonminerale und auch des Pyrits (im letzteren nur unbedeutend). In den Tonen ist es wahrscheinlich durch Sorption gebunden. Gewisse Menge kann auch aus den organischen Stoffen stammen.

In den Lyditen konnte man keine Anhäufung von Ni beobachten. Vergleichen wir den Ni-Gehalt in den Illit-Tonen aus Menilit-Schichten der Ostslowakei, wo der Ni-Gehalt bei 60 ppm liegt, dann fällt auf den entsprechenden Anteil der Tonkomponente in den Lyditen eine Ni-Konzentration von 12 ppm, was sich nur gering von den Durchschnittswerten der Lydite unterscheidet. Leutwein gibt für die Silur-Lydite aus Thüringerwald einen Ni-Durchschnitt von 61 ppm, also um das vierfache höher.

Kobalt kommt nur selten in den Lyditen vor (sein Gehalt steht bei 0—10 ppm); wir haben es nur in 8 Proben gefunden. Wahrscheinlich ist es auf Fe im Pyrit gebunden, da in den 6 von 8 Proben beträgt der Fe-Gehalt zwischen 1—3 %. Pyrit ist sedimentären Ursprungs und weist erhöhten Co-Gehalt auf.

Galium weist in den Lyditen der Gelnicaer Serie nur sehr geringe Werte auf, oder ist ganz abwesend. Lediglich bei $^1/_5$ der Proben konnte man einen Gehalt zwischen 1 und 12 ppm feststellen. Seine Werte sind im allgemeinen proportionell mit dem Al-Gehalt, das von Ga befolgt wird. In den Proben mit einem 2—4 %-igen Al_2O_3-Gehalt beträgt der Ga-Wert 2—12 ppm; in den Proben mit Zehnteln von Prozent ist kein Ga anwesend.

Strontium ist ähnlich wie Ga sehr seltenes Element, man hat es nur in 13 Proben gefunden; sein Gehalt beträgt 10—250 ppm, in den übrigen Proben ist es entweder überhaupt nicht anwesend, oder unter 10 ppm (d. h. die Empfindlichkeitsgrenze der angewandten Methode). Der Sr-Gehalt hängt mit Ca zusammen, das Sr isomorph vertreten kann. So zum Beispiel in der Probe 108 mit

einem CaO-Gehalt über 5 % beträgt der Sr-Gehalt 250 ppm, in der Probe 145 bei 1,83 % CaO steht der Sr-Wert bei 35 ppm. Bei den Proben mit niedrigerem CaO-Gehalt (unter 1 %) stehen Sr-Werte unter dem Empfindlichkeitslimit (oder sind überhaupt negativ).

Barium ist ähnlich wie Vanadium in den Lyditen verschiedentlich vertreten — in hohen und auch niedrigen Konzentrationen. Meistens vertritt es in der Mineralstruktur Kalium. Zum Beispiel in den Biotiten aus granitoiden Gesteinen der Slowakei beträgt der Ba-Gehalt etwa 1000 ppm. Nockolds & Mitchell (1944) geben für Biotite aus kaledonischen Intrusionen einen Ba-Wert von 1000 bis 3000 ppm; bei Plagioklasen beträgt er 200 bis 15000 ppm, bei dem K-Feldspat bis 4600 ppm. Von den Ba-Mineralen ist am meisten *Schwerspat* verbreitet, das als sehr beständiges Mineral gilt. Unter der Wirkung von CO_2 entsteht aus ihm *Witherit*. Im sedimentären Zyklus bildet Barium Lösungen meistens als Bikarbonat, seltener als Chlorid. Zum Unterschied von Sr, das bis ins Meer migrieren kann, löst sich Ba bei der Hypergenesis dadurch los, dass es durch Sulphat-Ionen wiederum in Form von Schwerspat ausgeschieden wird. Als weitere Ursache des Ba-Verlustes aus den Lösungen im hypergenen Prozess ist die Ba-Adsorption in den Hydrolysaten. Ein Teil des Ba-Gehaltes, der mittels Flusswässer bis zum Meer gelangt, bleibt auf den strandnahen Tonsedimenten hängen. Nur ein Teil der Ba-Ionen gelangt auch ins Meerwasser (etwa 0,5 ppm;

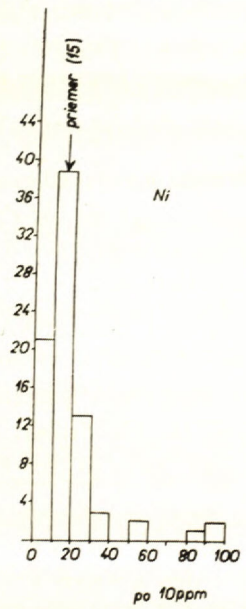


Abb. 13. Häufigkeitsdiagramm der Ni-Komponente in den Lyditen.

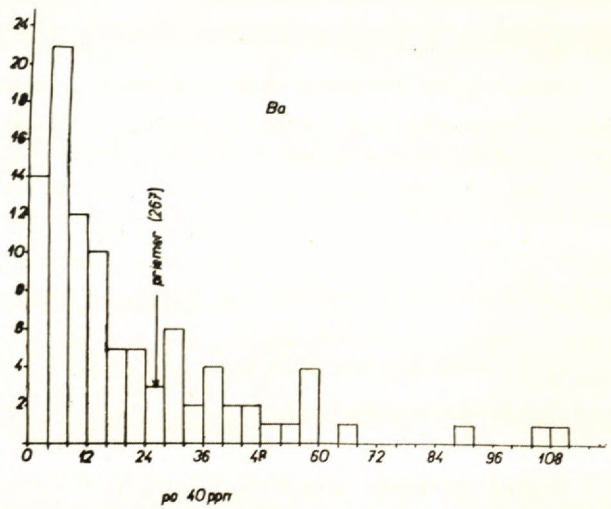


Abb. 14. Häufigkeitsdiagramm der Ba-Komponente in den Lyditen.

beim Sr 13 ppm). Daraus zeigt sich die unterschiedliche Migrationsfähigkeit der Sr und Ba-Ionen. Nach Engelhardt (1937) weisen Sandsteine einen Ba-Gehalt von 170 ppm, Quartzite 110 ppm, Schiefer 460 ppm, rote Tonerde 220 ppm, Radiolarienlehm 180 ppm, Kalksteine 120 ppm. Goldberger & Arhenius (1958) geben bei pelagischen Tonen aus Pazifik einen Ba-Gehelat von 250 bis 13 000 ppm (durchschnittlich 390 ppm), R. W. Laughlin (1958) bei zwei Illit-Tonen den Ba-Wert von 650 und 300 an. Die Illit-Tone aus den Menilit-Schichten der Ostslowakei weisen den Ba-Wert von 190—380 ppm, durchschnittlich 245 ppm auf, bei den metamorphierten Gesteinen der Gelnicaer Serie schwanken diese Werte zwischen 188 und 2000 ppm, der Durchschnittswert steht bei 873 ppm. Dieser verhältnismässig hohe Ba-Gehalt ist auf den hohen Ba-Wert in den vulkanischen Gesteinen der Gelnicaer Serie (600—2000 ppm, durchschnittlich 1240 ppm) zurückzuführen.

Lydite der Gelnicaer Serie haben einen Ba-Gehalt zwischen 22 und 3160 ppm, durchschnittlich 267 ppm, was gegenüber den Lyditen aus dem Thüringerwald niederiger ist (aus 66 dieser Proben beträgt der Ba-Gehalt 1000—5000 ppm, der Durchschnittswert ist bei 767 ppm). Ähnliche Unterschiede treffen wir auch bei V, Ga und Sr. Diese Differenz könnte man mit Hilfe der K-Werte erklären (diese werden aber aus dem Thüringerwald nicht angegeben).

Zu Beglaubigung der Beziehung des Barium zu bestimmten Makrokomponenten haben wir Ba/K und Ba/Al-Kovariationsdiagramme verfertigt. Aus beiden geht hervor, dass Ba zu beiden diesen Elementen gewisse Beziehung aufweist, da beide als Bestandteile des Illit-Minerals sind. Die Proben mit hohem Ba-Gehalt (No 184 und 187) haben wir mikroskopisch auf die Anwesenheit des Schwerspat unterschucht, das jedoch in keiner der Proben gefunden wurde, obwohl teoretisch

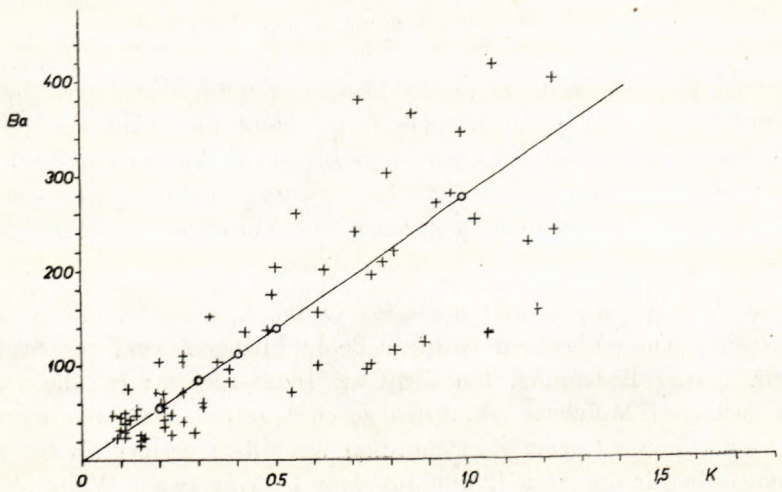


Abb. 15. Kovariationsdiagramm der Ba und K-Komponente.

die Entstehung des Baryt in den Lyditen möglich ist. Die Verbindung des Barium im Tonmineral kann verschiedenartig sein, entweder durch Adsorption, oder durch Ionenaustausch für Kalium. Wenn wir aus dem Verhältnis Ba/K oder Ba/Al die Menge des im Tonmineral gebundenen Ba ausrechnen, ist bei einigen Proben mit hohem Ba-Gehalt klar, dass das Tonmineral eine solche Ba-Menge selbst nicht binden kann. Wir müssen daher auch da, ähnlich wie bei Vanadium, die Adsorption des Ba auf dem SiO_2 (als es sich in gelartigem Zustand befand) annehmen. Bei der Diagenese migrierte dann Ba in die Tonkomponente. Solche Adsorption wurde sowohl durch Kolthof & Steger, als auch in unserem Labor (bei pH 7 und höheren Werten) nachgewiesen; allerdings ist sie nicht so intensiv wie bei Vanadium.

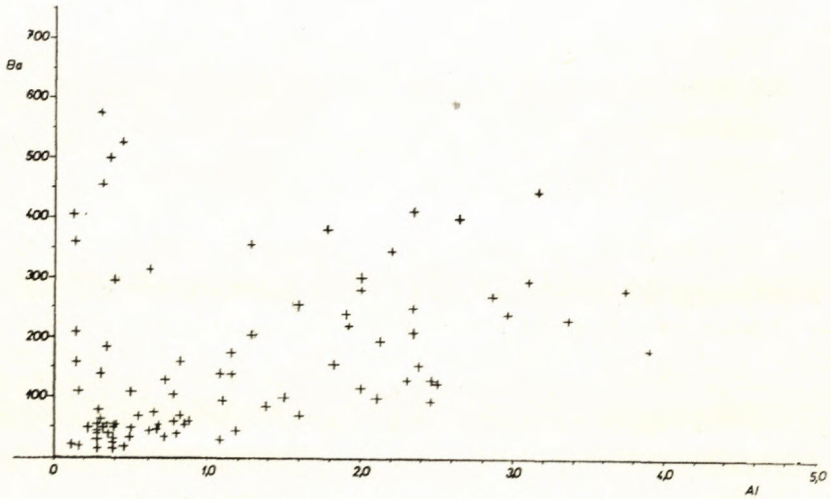


Abb. 16. Kovariotionsdiagramm der Ba und Al-Komponente.

Lithium. Der niedrigste Empfindlichkeitswert der quantitativen Spektralanalyse beträgt bei Lyditen um 20 ppm und erlaubt uns nicht auf der Linie 3232 Å niedrigere Li-Konzentrationen zu bestimmten. Aus diesem Grunde ist der Li-Wert nur bei einer Probe bezifert; bei den übrigen Proben ist es nur nach Ordnung (zwischen 1—20 ppm) angegeben (es wurde auf der Linie 6707 Å geschätzt).

Bor und Molybdän sind nur nach Ordnung geschätzt, da sie in den Standardproben nicht einbezogen wurden. Beide Elemente sind für Sedimentgesteine von grosser Bedeutung. Bor dient als Index-Element für die Salinität des Milieu, während Molybdän ähnlichen geochemischen Charakter besitzt wie Vanadium. Allerdings ist seine Konzentration wesentlich geriger als bei diesem (F. Leutwein gibt für die Silur-Lydite aus dem Thüringerwald Werte zwischen 20—450 ppm Mo).

Schlussfolgerungen

Lydite der Gelnicaer Serie gehören zu den Silizitgeisteinen, die entweder auf chemischem, oder organogenem Wege entstanden sind. Mangel an silitischen Organismen führte uns dazu, ihre chemische Zusammensetzung zu studieren. Makrochemisch ist das Gestein aus folgenden Komponenten zusammengesetzt: 90 bis 98 % SiO_2; den Rest bildet Al_2O_3 (bis zu 8 %), Fe_2O_3, K_2O, CaO, MgO, TiO_2 und C. Petrographisch handelt es sich um Quarz, Tonsubstanz, graphitische Substanz, akzessorisch ist auch Pyrit anwesend. Die Tonkomponente vertritt Illit-Mineral, graphitische Substanz wiederum Graphit. Von den Spurenelementen sind in den Lyditen anwesend: V, Zr, Ni, Cr, Ba, Mo, B, seltener Co, Pb, Ga, Sn, Li. Als Indexelemente dienen V und Ba, die da am meisten und in verschiedensten Konzentrationen anwesend sind. Die Bindungsform der Spurenelemente wurde nicht untersucht. Aus den Kovariationsdiagrammen ist es klar, welche Mikroelemente auf welche Makrokomponenten gebuden sind. Meistens zeigt sich die Beziehung zum Al, das ein Bestandteil der Tonsubstanz ist. An diese Komponente sind mehrere Elemente durch Adsorption gebunden. Die grösste Aufmerksamkeit haben wir dem Vanadium gewidmet, das in den Lyditen Werte zwischen 36 bis 1600 ppm (durschnittlich 332 ppm) aufweist. Die überwiegende V-Menge ist in der Tonsubstanz konzentriert; seine Bindungsform haben wir näher nicht studiert. Vermutlich ist es da durch Adsorption, oder durch Al-Substitution im Gitter des Tonminerals (besonders bei höheren V-Werten) gebunden. Als ursprüngliche Träger des Vanadium konnten sowohl organische Stoffe als auch Tonkörper funktionieren. Da von organischen Stoffen weder Porphyrin noch Bitumina festgestellt wurden, dürfte den organischen Stoffen am V-Anteil nur eine sekundäre Bedeutung zugeschrieben werden. Da die durch organische Stoffe und Tonsubstanz konzentrierte Menge des Vanadium besonders bei hohen Werten geringer ist, als sein Gesamtinhalt, vermuten wir, dass zu seiner Ansammlung auch die Hauptmakrokomponente (SiO_2) in der Gelform beigetragen hat. Diese Gelform hat nämlich eine grosse Adsorptionsfähigkeit (sie adsorbiert V bis 100 %-ig). Bei der Verfestigung des Sedimentes und Umkristallisierung des SiO_2 trat Vanadium in die Tonsubstanz ein. Ähnlichen Absorptionseffekt haben wir auch bei Ba festgestellt.

Auf Grund dieser Tatsachen kann man annehmen, dass die Bildung der Silizitgesteine aus der ursprünglichen lösbaren Form des SiO_2 (H_4SiO_4), über Polymere in die Gelform, und dann weiter über Opal bis in die heutige Form des α Quarzes verlief. Als Quelle der lösbaren Kieselsäure konnten submarine postvulkanische Exhalationen dienen, besonders auf Fundstellen, wo die Beziehung zwischen dem Vulkanismus und den Lyditen deutlich ist (Kociha, Nižná Slaná). Der Vulkanismus hatte einen saueren Charakter, woraus der SiO_2 — Überschuss resultiert. Quarz konnte in lösbarer Form (Kieselsäure), oder als Gas (SiF_4, $SiCl_4$) auf-

treten. Zu seiner Ablagerung kam es nach der Konzentration des H_4SiO_4 durch lang dauernde Material-Zufuhr, oder durch Wasserverlust in den geschlossenen, Basainen als Folge der Polymerisationsprozesse. Die Zufuhr des klastischen Materials aus den Strandgebieten (besonders der Tonkörper) war nur unbedeutend. Die Sedimentation hatte einen chemogenen Charakter, wenn auch die Mitbeteiligung der Organismen, die bei erhöhten SiO_2-Konzentrationen günstige Lebensbedingungen fanden und nach Ableben zur Beschleunigung des Ablagerungsprozessen beigetragen haben, nicht ausgeschlossen ist.

An Stellen, wo die Verbindung mit vulkanischen Prozessen nicht so klar ist, konnte als Quelle der Kieselsäure die Verwitterung der Silikate auf dem Kontinent und Zufuhr der Kieselsäure in mehr oder weniger geschlossene Wasserbasaine dienen.

Geologisches Institut D. Štúr,
Bratislava

SCHRIFTTUM

[1] Abelson P. H., 1959: Researches in Geochemistry. — [2] Ahrens L. H., 1945: Trace elements in clays. South African Journal Science 41. — [3] Bertrand D., 1942: Bull. Soc. Chim., Paris, v. 9 pp 128—133. — [4] Blumer M., 1905: Porfyrinfarbstoffe und Porfyrin-Metallkomplexe in schweizerischen Bitumina. Geochemische Untersuchungen V. Helvetica Chimica Acta. — [5] Bramlette, N. M., 1946: The Monterey Formation of California and the origin of siliceous rocks. Geologic. Survey Prof. Paper 212. — [6] Cayeux L., 1929: Les roches sedimentaires de France. — [7] Correns C. W., 1926: Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite. Mitteilungen der Abteil. für Gesteins — Erz — Kohle, und Salzuntersuchungen. — [8] Engelhardt W., 1936: Die Geochemie des Barium. Chemie der Erde Bd. 10. — [9] Forsmann J. R. — Hunt J. M., 1957: Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks. Geochim. and Cosmochimica Acta, vol. 15. — [10] Genth F. A., 1876: On some Americ. vanadium minerals. Americ. Journal Science, ser. 3. — [11] Goldberg E. D. — Arhenius G. O., 1958: Chemistry of Pacific Pelagic sediments. Geochim. and Cosmochimica Acta, vol. 13. — [12] Goldschmidt V. M., 1954: Geochemistry. — [13] Hammer A. J., 1955: Occurences of vanadium in clays, I—V. Ceramic Age. — [14] Hecht S., 1918: Americ. Jurn. Physiol 45, pp 157—187. — [15] Henze M., 1911: Über das Vanadiumchromogen des Ascidienblutes. Zeitschrift Physiol. Chemie. vol. 72. — [16] Hoss H., 1957: Untersuchungen über die Petrographie kulmischer Kieselschiefer. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie. Bd. 6. — [17] Ivanov M. — Kupčo G., 1960: Distribúcia a asociácia stopových elementov v magmatických a sedimentárnych horninách Spišsko-gemerského rudohoria. Archív GÚDŠ. — [18] Kalauner O. — Hruda I., 1921: On the occurence of vanadium in ceramic raw materials and products... Sprechsall 55. — [19] Kolthoff I. M. — Stenger V. A., 1932: The atsorption of cations from amoniacal solutions by silica gel. Journal Physical Chemistry. vol. 36. — [20] Krauskopf K., 1956: Fractors controlling the concentration of 13 rare metals in sea water. Geochim. Cosmochimica Acta vol. 9. — [21] Laughlin R. J., 1958: Geochemical partition of two illitic clays. Geochemica and Cosmochimica Acta, vol. 15. — [22] Leutwein F., 1951: Geochemische Untersuchungen an der Alaun- und Kieselchiefern Thüringens. Archiv für Lagerstättenforschung. — [23] Nalivkin A. P., 1956: Učenije o faciach. Tom I. — [24] Nasson Al.,

1958: The metabolic role of vanadium and molybdenum in plants and animals. Trace elements. Agricultural Experiment Station Wooster, Ohio. — [25] Nockolds Sr. R. — Nitchell R. L., 1944: The Geochemistry of some Caledonian Plutonic Rocks. Transactions of the Royal Society of Edinburg. vol. 41. — [26] Petitjohn F. J., 1941: Perzistence of heavy minerals and geological age. Journal of Geology: vol. 49. — [27] Phylips A. H., 1918: A possible source of vanadium in sedimentary rocks. Amer. Journal Science. vol. 2. — [28] Rankama K. — Sahama Th., 1950: Geochemistry. — [29] Schneiderhöhn H. et al., 1949: The occurence of Ti, V, Cr, Mo, Ni and some other trace elements in German sedimentary rocks. Neues Jahrb. Mineral., Abt. A. — [30] Treibs A., 1934: Über das Vorkommen von Chlorophylderivaten in einem Ölschiefer aus der oberen Trias. Analyt. Chemie. vol. 509. — [31] Umland F. — Kirchner K., 1955: Zur Chromatographie von Elektrolyten am Kieselgel. Zeitschr. f. anorg. u. algemeine Chemie. 1955. — [32] Vinogradov A. P., 1934: Compt. rend. Akad. Scien. URSS, 3. pp. 454—9. — [33] Webb D., 1939: Explt. Biol. 16, pp. 499—523. — [34] White W. A., 1959: Chemical and Spectrochemical Analysis of Illinois Clay Materials. Division of the Illinois Geological Survay, Urbana.

GEOLOGICKÉ PRÁCE, ZPRÁVY 36

Vydal Ústredný ústav geologický, redakcia v Bratislave
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave
roku 1965 z príležitosti konania VII. kongresu Karpatsko-balkánskej asociácie v Sofii

Vedecký redaktor Pg. Ondrej S a m u e l, CSc.

Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave písmom garmond Kolektív. AH 24,91,
VH 25,33 — K-09*51264
2058/64-I

Cena brož. Kčs 28,—
65/III-3

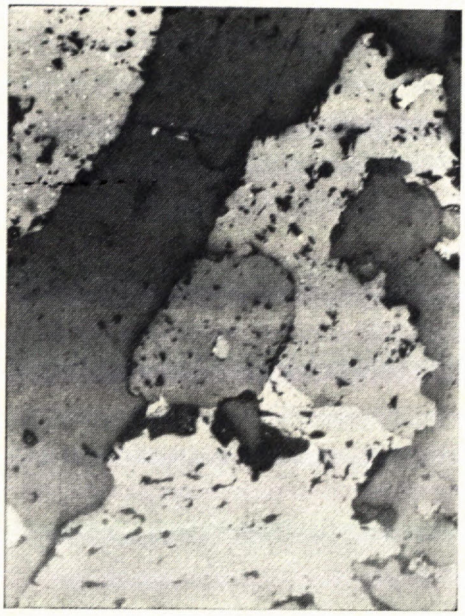


Fig. 1.



Fig. 2.

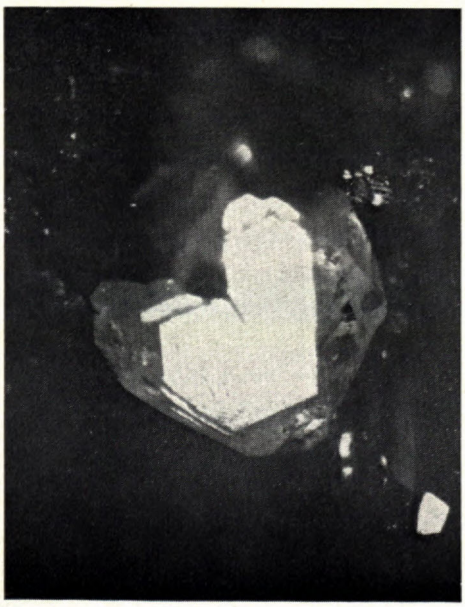


Fig. 3.

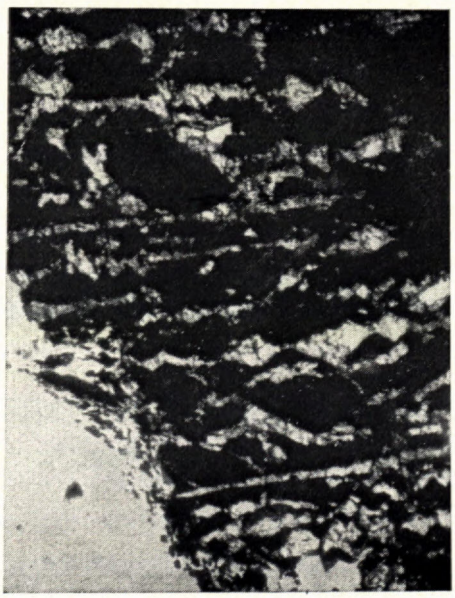


Fig. 4.

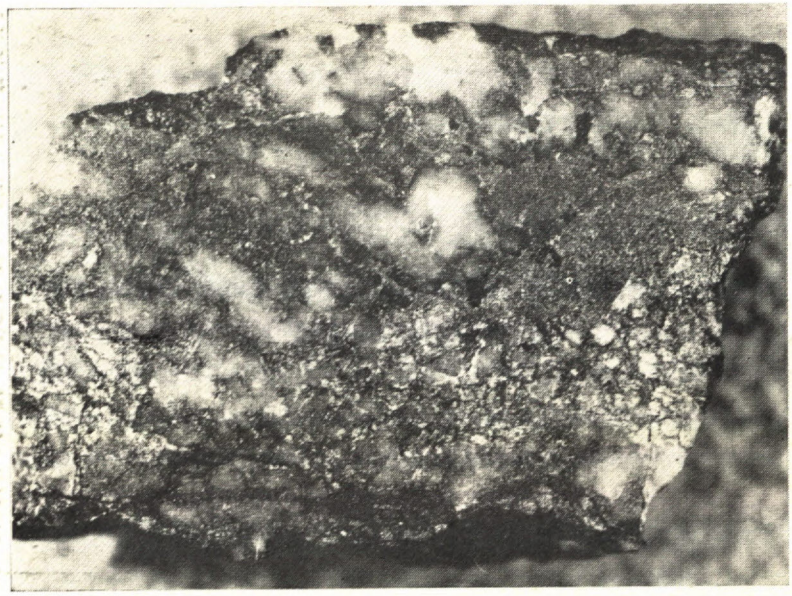


Fig. 1.

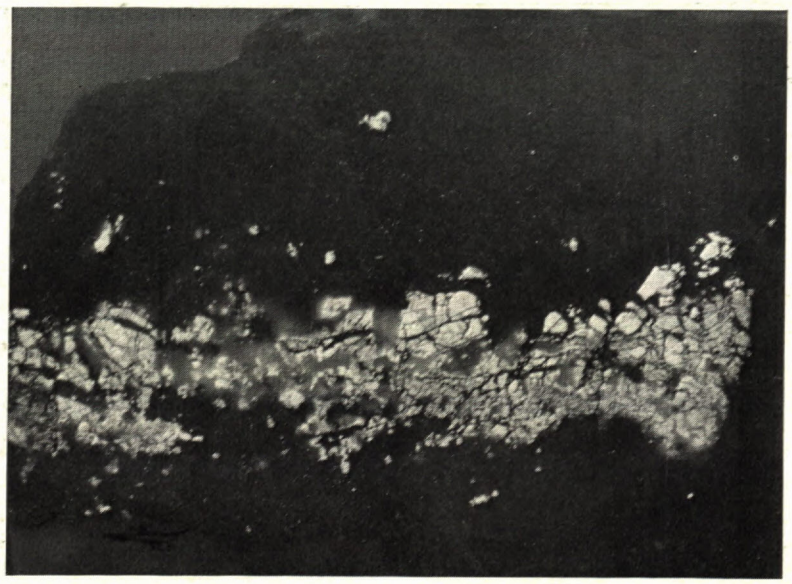


Fig. 2.



Fig. 1.

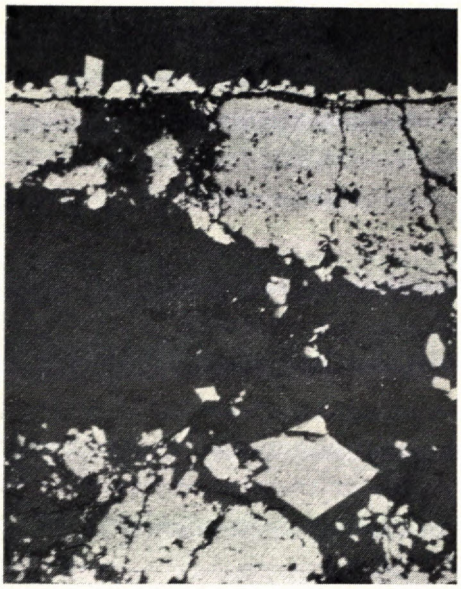


Fig. 2.

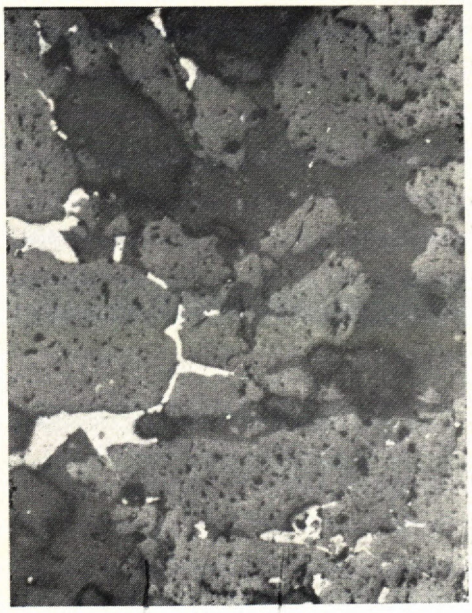


Fig. 3.



Fig. 4.

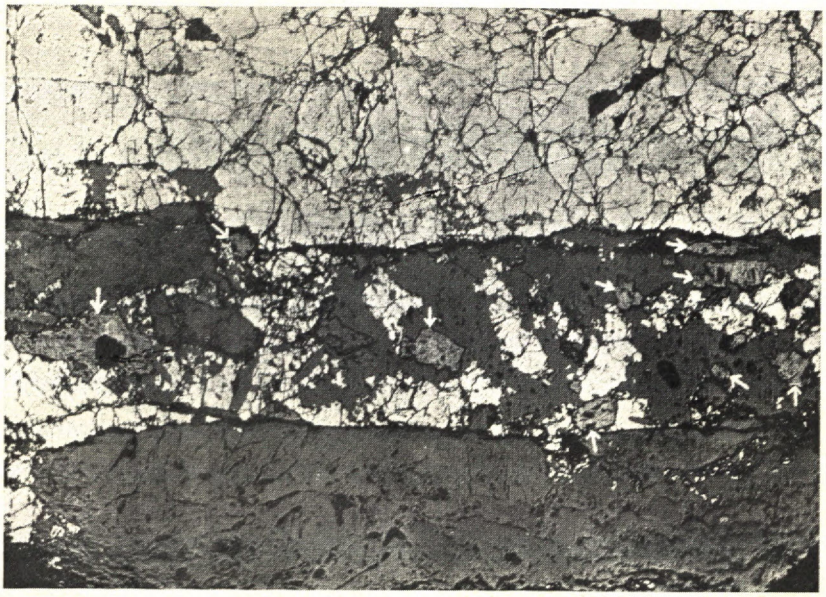


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Photo 1



Photo 2.

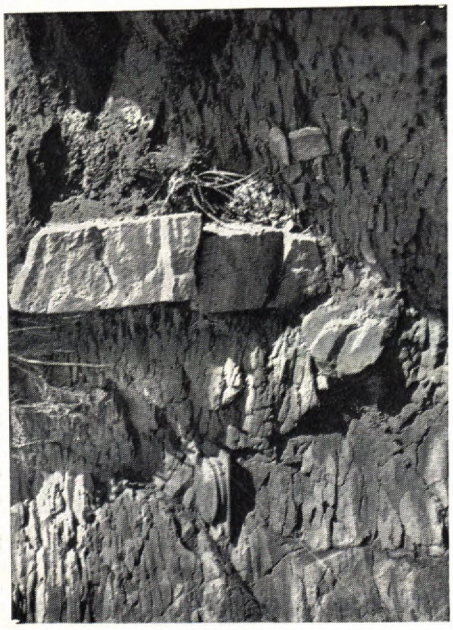


Photo 3.

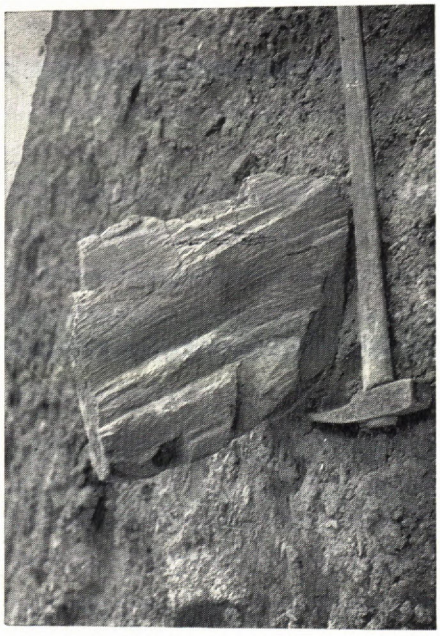


Photo 4.



Photo 5.



Photo 6.



Photo 7.



Photo 8.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



Fig. 5.

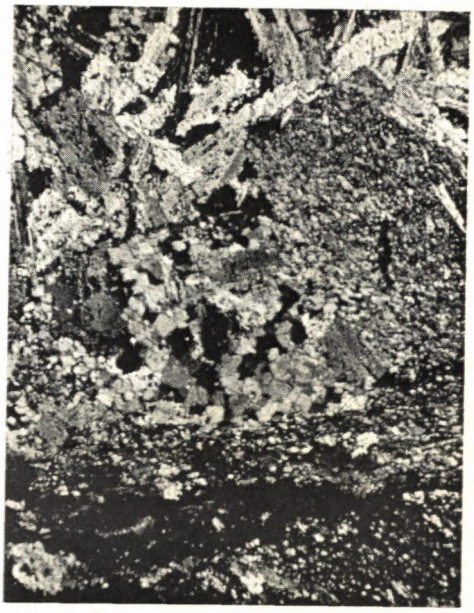


Fig. 6.

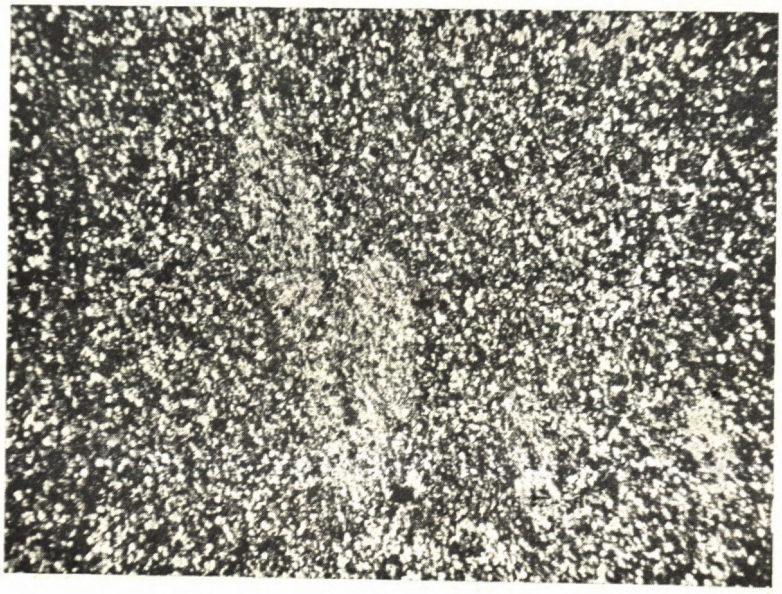


Fig. 7.



Fig. 1.

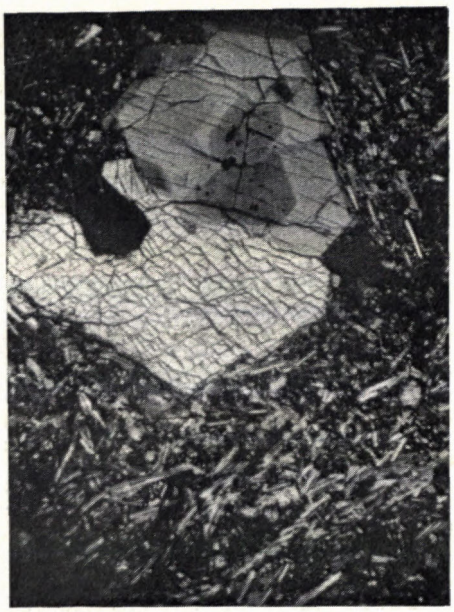


Fig. 2.

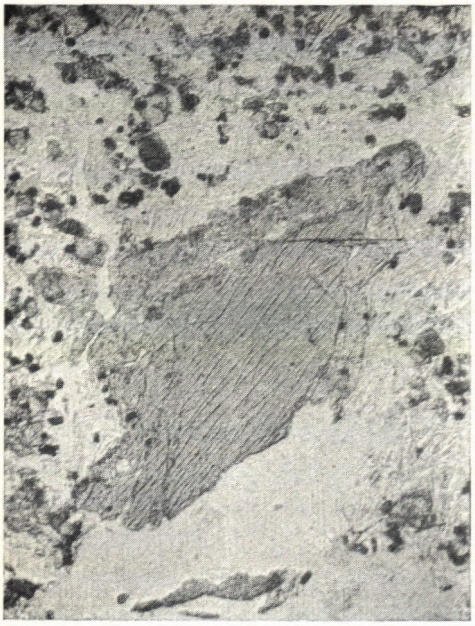


Fig. 3.



Fig. 4.

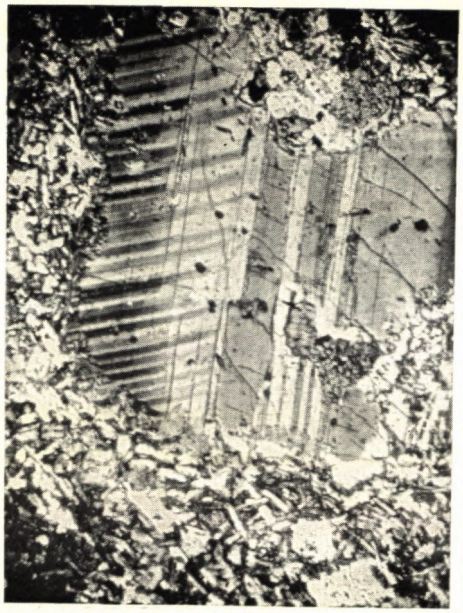


Fig. 1.



Fig. 2.

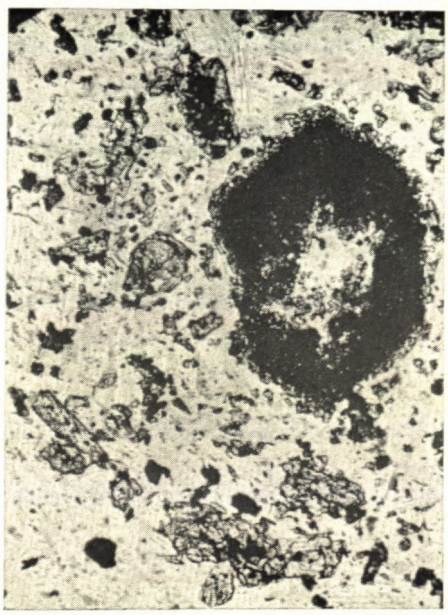


Fig. 3.



Fig. 4.

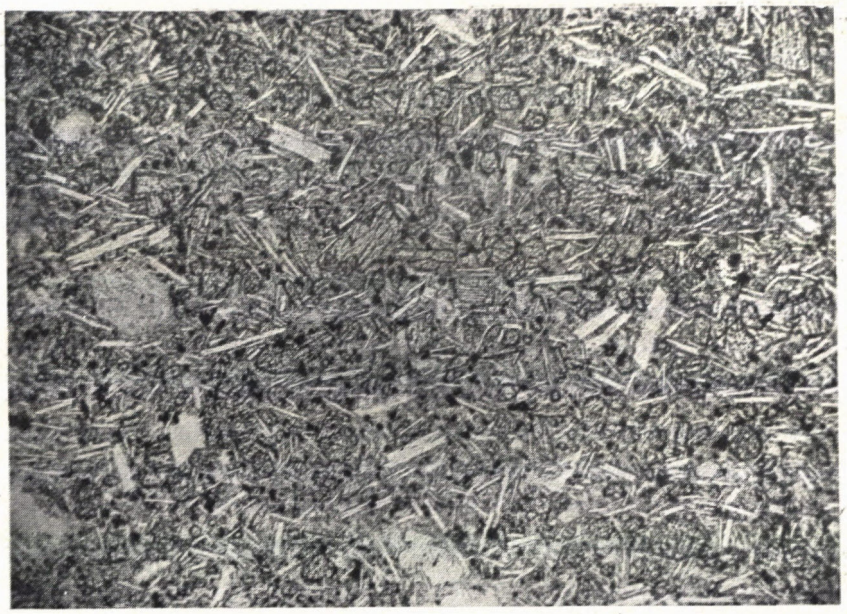


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

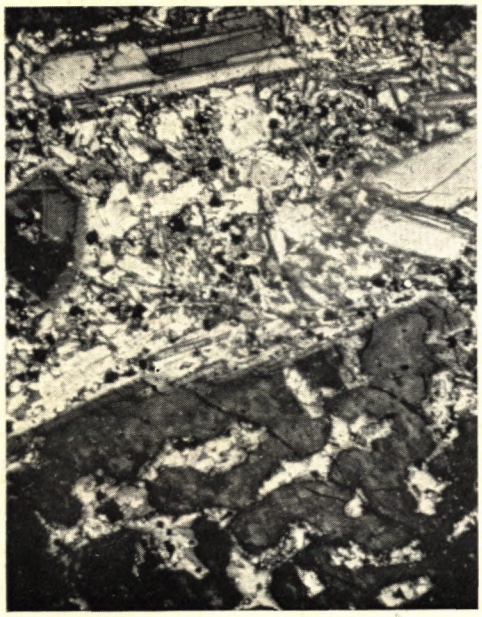


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig 3.