

# GEOLOGICKÉ PRÁCE

220<sup>B</sup><sub>R</sub>

19

SPRÁVY 48



GEOLOGICKÝ ÚSTAV D. ŠTÚRA, BRATISLAVA 1969

REDAKČNÁ RADA:

Dr. Edita Brestenská, dr. Oto Fusán, dr. Jozef Gubač, inž. Eugen Kullman,  
prof. dr. Miroslav Kuthan, dr. Ondrej Samuel (predseda redakčnej rady), inž. Ján  
Slávik, dr. Laurenc Snopko

VEDECKÝ REDAKTOR:

Dr. Ondrej Samuel, CSc.



OBSAH — CONTENTS — INHALT

1. Konečný V.—Dublan L.: The analysis of cumulodome forms of acid andesite volcanism in the area of Banská Štiavnica (Pl. XIII) . . . . .	5
2. Konečný V.—Lehotayová R.—Marková M.—Vass D.: Relation between tectonic mobility of sedimentary basins and subsequent volcanism. . . . .	29
3. Rozložník L.: Vývoj neogénneho vulkanizmu subsekventného na území Štiavnického ostrova — Die Entwicklung des neogenen subsekventen Vulkanismus im Raume der Štiavnica—Insel . . . . .	39
4. Vozár J.: Vulkanoklastický materiál v mezozoiku v podloží neovulkanitov južne od Banskej Štiavnice — Vulkanoklastisches Material im mesozoischen Untergrund der Jungvulkanite südlich Banská Štiavnica (Tab. V—VI) . . . . .	47
5. Karolusová E.: Litofaciálne štúdium andezitových tufitov v oblasti Nižná Pokorádz—Ratková — Das Lithofazies-Studium der Andesittuffite im Raume Nižná Pokorádz—Ratková (Tab. VII—VIII) . . . . .	53
6. Pecho J.: Nové poznatky o geologickej stavbe územia medzi Novoveskou Hutou a Sulovou . . . . .	63
7. Bajanič Š.: Kyslé diferenciáty bázičného vulkanizmu v rakoveckej sérii — Saurere Differenziate des basischen Vulkanismus in der Rakovec—Serie . . . . .	71
8. Matula I.: Príspevok ku geochemii pyritov na ložisku Fichtenhübel — Contribution to the geochemistry of the Fichtenhübel pyrite . . . . .	81
9. Repčok I.: Habitus zirkónov niektorých granitoidov Malej Fatry, Nízkyh Tatier a veporíd — Das Erscheinungsbild der Zirkone in den Granitoiden der Kleinen Fatra, der Niederen Tatra und des Veporidenraumes . . . . .	91
10. Hanáček J.: Niekoľko nových poznatkov z nedzovskej série Čachtického pohoria — Einige neuen Erkenntnisse über die Nedzov—Serie im Gebirge Čachtické pohorie . . . . .	103
11. Peržel M.: Strážovský príkrov vo Veľkej Fatre (Tab. IX—X) . . . . .	119
12. Salaj J.: Essai de zonation dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères (Planche I—IV) . . . . .	123
13. Macek J.: Nové poznatky z drobnotektonického výskumu handlovského ložiska . . . . .	129

14. Rudinec R.: Výsledky nového štruktúrneho prieskumu v záp. časti podvihorlatskej depresie — Neue Ergebnisse der Strukturbohrung im westlichen Teil der sub-Vihorlat-Depression . . . . .	135
15. Vlasatý B. J.: Matematický bilančný a štruktúrny model hydrogeologický — Das mathematische Bilanz- und strukturmodell der Grundwässer . . . . .	143
Správy — Diskusia: Marschalko R.: Termin wildflyš. — Planderová E.: Predbežné výsledky peľovej analýzy z červenozeme v okolí Milanovice a Čermáne. — Vaškovská E. — Chrapan J.: Možnosti stanovenia veku fosílnych pôd vrchného pleistocénu na území Západných Karpát rádiouhlíkovou metódou. — Gregor T.: Geologická stavba a štruktúrno-tektonické pomery rudných oblastí Lang Hít a Cho Dien (VDR) (Tab. XI—XII). — Ilavský J.: Gites de kaolinite en Tunisie. . . . .	175

VLASTIMIL KONEČNÝ — LADISLAV DUBLAN

**THE ANALYSIS OF CUMULODOME FORMS  
OF ACID ANDESITE VOLCANISM IN THE AREA  
OF BANSKÁ ŠTIAVNICA**

**Abstrakt.** Relikty jednej z početných a morfológicky výrazných foriem, ktoré sa vytvorili v priebehu subsekventného neogénneho vulkanizmu na vnútornej strane karpatského oblúka, sa zistili v širšej oblasti Štiavnického pohoria. Vulkanizmom intermediárneho andezitového typu (II. andezitová fáza v zmysle Kuthana 1963, 1967) sa sformoval rozsiahly vulkanický aparát so znakmi stavby stratovulkánov v periférnych pásmach. V období dočasného vulkanického kludu vznikli v depresnej zóne centrálnejšej oblasti intravulkanické sedimentačné bazény limnického typu s tufticko-lignitovou sedimentáciou. Toto obdobie relatívneho kludu je príznačné exhaláčno—hydrotermálnou aktivitou syn— a postgenetického typu vo vzťahu k sedimentácii intravulkanických bazénov a vzniku hydrokvarcitov (Šobov).

Po erupciách pyroklastických hmôt (uložených sčasti v najvyššej stratigrafickej pozícii intravulkanických panvičiek), ktoré reprezentujú začiatok nasledujúcej vulkanickej etapy, došlo k extrúzii acidnejších andezitových hmôt amfibol-biotitických andezitov pozdĺž mobilného pásma, ktoré oblúkovite obklopuje centrálnejšiu vulkanickú zónu. V dôsledku silnej viskózy extrudovali andezitové masy pozdĺž tektonicky mobilných zón a akumulovali v priestore prírodných dráh. Analýzou vnútornej stavby týchto foriem na základe makrotexturálneho výskumu a konfrontácie s geofyzikálnymi štúdiami zaoberá sa predložená práca.

Podľa priebehu a orientácie plôch fluidality (makrotexturálne vyjadrených striedaním farebne odlišných pásiem, diferencovaných stupňom kryštalizácie a koncentrácie tmavých a svetlých výrastlíc so subparalelným lineárno-plošným usmernením) sme vymedzili rad individualizovaných foriem (A—E, porov. obr. 2). V dvoch prípadoch sú centrálnejšie zóny vyjadrené uzatváraním priebehu plôch fluidality, s vejárovitou orientáciou Anderloch (A, B). Pri konfrontácii s mapou úplných Bouguerových izoanomál sa zistila priestorová koincidencia týchto zón s minimami tiaže (oblasť Drienovej k. 622,9, k. 810,0). Anomálie minimálnej tiaže nie sú spôsobené inhomogenitou predvulkanického podložia (zaklesnutého do väčších hĺbok, cez 1000 m). Vzhľadom na diferenciu medzi hustotou amfibol-biotitického (priem. 2,5 g/cm<sup>3</sup>) a pyroxenického andezitu (priem. 2,67 g/cm<sup>3</sup>) sa predpokladá, že anomálie reprezentujú akumulácie amfibol-biotitického andezitu, t. j. odpovedajú oblastiam prírodných dráh, ktoré prerážajú cez komplex hustotne ťažších pyroxenických andezitov.

Paleomagnetickým štúdiom sa zistilo grupovanie vektorov so zblíženými hodnotami; jednotlivé skupiny odpovedajú individualizácii jednotlivých foriem, extrudovaných

v rôznych časových úsekoch. Výstup extrúzií spadá do staršej časovej etapy s kladnou magnetizáciou zemského poľa a prešiel aj do mladšej etapy s reverznou magnetizáciou. Z priestorového rozloženia vektorov normálnej a reverznej magnetizácie vyplýva zákonnosť priestorového a časového rozloženia, resp. posunu aktívnych vulkanických centier v rámci študovaného pásma, a to generálne od JZ k SV až severu.

Na základe K/A-metódy absolútny vek extruzívnej formy z času kladnej magnetizácie (Drienová, oblasť B) sa odhaduje na  $16,0 \pm 0,5$  mil. rokov (Bagdasarjan 1968).

V periférnejších pásmach sú brekcie s lávovým, silne napeneným cementom. Pásmo brekcií sa na základe litologicko-petrografických kritérií považujú za syngenetické s vývojom extruzívnych foriem a porovnávajú sa s brekciami, produkovanými dezintegráciou povrchovej solidifikovanej kôry (carapace), ktorá sa vytvorila v priebehu rastu aktívnych dómov a toloidných foriem. Podľa makrotexturálnych kritérií sa extruzívne formy paralelizujú s formami typu kumulodómov (v zmysle Jaggara 1920). Smerom do centrálnejších častí propylitizovaného komplexu II. andezitovej fázy (tj. v smere primárneho svahu) sa zistili prechody z kumulodómov do mocných lávových prúdov, rozšírených v nadloží sedimentárnej výplne intravulkanických panvičiek.

Počas nasledujúcej aktivity andezitového vulkanizmu, reprezentovanej hlavne explozívno-efúznymi procesmi, eruptovali hmoty, sčasti uložené na denudovaných kumulodómoch, hlavne v externejších zónach, čím sa podstatne rozšíril priestor primárnej vulkanickej formy.

Formovanie poklesového pásma pozdĺž JV okraja centrálneho propylitizovaného komplexu v SV-JZ (Ilija—Banská Belá) smere, ohraničeného z dvoch strán blokovou tektonikou, úzko súvisí s konsolidačnými procesmi po ukončení, resp. v závere vulkanickej aktivity. Poklesová zóna (vymedzená v gravimetr. mape; porov. Ďuratný a kol. 1963), označená ako priekopová prepadlina je vulkanotektonického pôvodu (graben — Williams 1941), ako pravdepodobný dôsledok evakuácie magiem z podpovrchových úrovní.

K analogickému zaklesnutiu došlo pri južnom ohraničení propylitizovaného komplexu pozdĺž tektonického pásma, predstavujúceho južné ohraničenie hodruško-štiavnickej hrasti. Pozdĺž vyrovnávacích zlomových systémov pri vých. časti propylitizovaného komplexu sa uskutočnil výstup málo diferencovanej bázickej magmy finálneho vulkanizmu. Vulkanické necky (Kalvária, Kyshýbl) odpovedajú povrchovej aktivite explozívno-efúzného typu, počas ktorej vznikli malé formy centrálneho typu.

## Introduction

In the course of the Neogene subsequent volcanism a row of extensive volcanic apparatuses of predominantly stratovolcanic form arose in the area of the Central—Slovakian volcanic region. One of the most extensive and doubtlessly most complicated forms occupied the area of Štiavnické pohorie Mts. An extensive volcanic apparatus was formed in the course of the stages of intermediary and acid andesite volcanism, and partly in the stage of rhyolite volcanism.

In the course of the Ist volcanic stage (IInd andesite phase in the sense of the regional development of volcanism according to Kuthan 1967) an

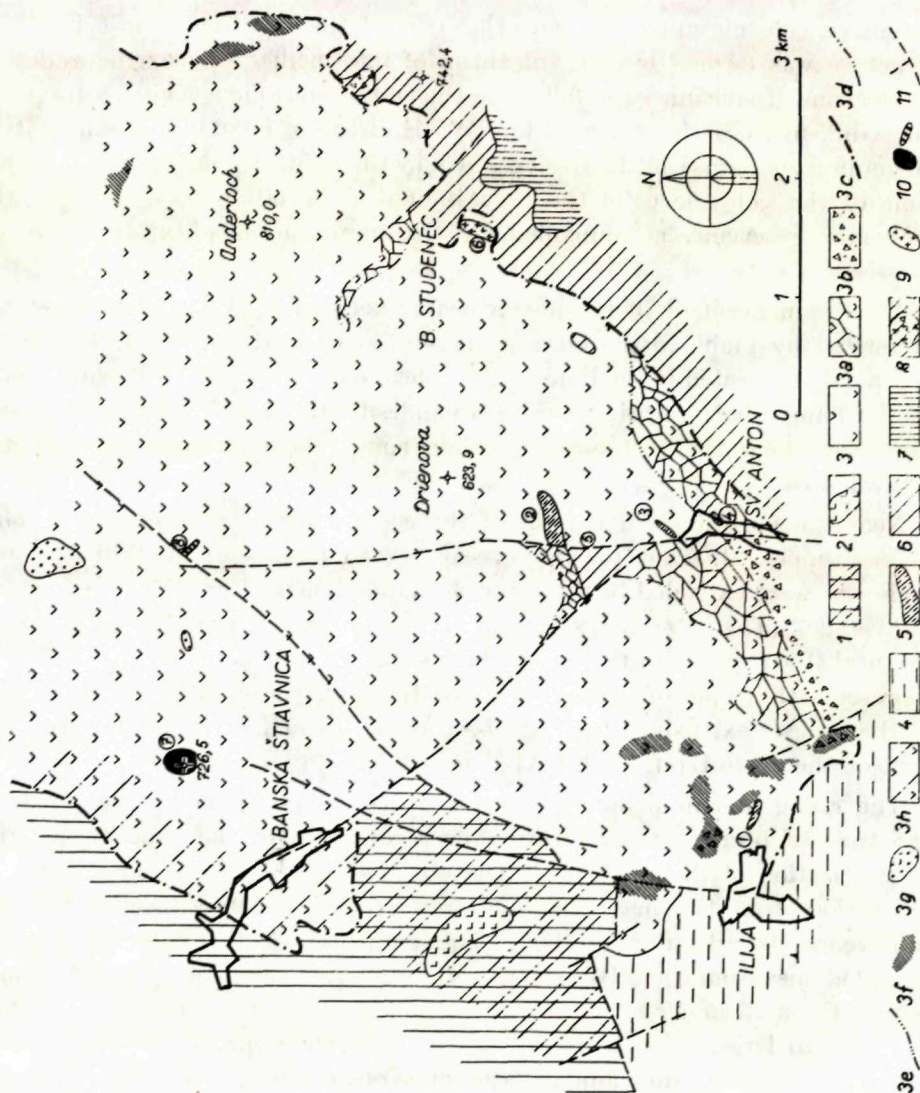
extensive volcanic apparatus with the signs of the stratovolcanic type of its structure was formed by the volcanism of intermediary pyroxenic andesite. In the time of volcanic calm following the end of volcanic activity, intravolcanic sedimentary basins oriented in NW-SE direction including sedimentation of limnic type, arose in depressive areas in the central volcanic zone. In the time of the volcanic calm the process of differentiation took place in the magmatic reservoir, accompanied by the increasing acidity of magmatic masses.

The commencement of the next volcanic activity — IIIrd stage was characterized by highly explosive eruptions of pyroclastic material. The latter was partly deposited in the limnic intravolcanic basins. In the following period the acid amphibole-biotitic andesites to andesito-dacites (IIIrd andesite phase) ascended along the tectonically mobile zone (ring fractures) around the central area.

Near the northwestern margin of the central zone, extrusions of rhyolite masses appeared. Due to high viscosity the masses of amphibole-biotite andesites were extruded in the form of cumulodomes of great size (to 4.5 km in average). (The detail investigation of the cumulodome structure by macro-textural study and with the use of the results of geophysical investigations — represents the topic of this paper). For the analysis of structure, that part of the zone of extrusive forms has been chosen which is rimming the central zone on the SE to E (cf. Encl. 1-A).

The rising of cumulodomes proceeded in a longer period, reaching from the time of positive magnetization over reversion to the time of negative magnetization of the earth field. The absolute age of the cumulodome from the period of positive magnetization (area B, Encl. Nr. 2) was dated  $16 \pm 0.5$  mil. years (Bagdasarjan 1968). The transport of the active centres of cumulodomes from the SSW to the NNE was palaeomagnetically determined within the area under study. In direction to central zone, the cumulodomes passed into large lava sheets due to the primary slope. The sheets covered the original sedimentary filling of the intravolcanic basins. In that time, the central zone was characterized by the subsidence process. In the following stage, the central, subsided zone was intruded by the bodies of quartzdiorite porphyries, and extensively propylitized.

The next (IVth) stage of intermediary andesite volcanism (IVth andesite phase; according to Forgáč — Karolus — Karolusová — Konečný — Kuthan 1968) was characterized by explosive-effusive activity with the dispersion of volcanic centres concentrated near the outer margin of the concentric zone of cumulodomes (dikes; cf. Explan. 1, 5, Encl. Nr. 1). The main masses of lava effusions and volcanoclastic material in more external zones were deposited,



1. Propylitized complex of the II<sup>nd</sup> andesite phase 2. Quartz-diorite porphyry — III<sup>rd</sup> andesite phase 3. Amphibole-biotite-andesite — III<sup>rd</sup> andesite phase: 3/a Lavaclastic breccia. 3/b Volcanoclastic rocks in allochthonous development. 3/c Limit of distribution of products of volcanism of amphibole-biotite-andesite. 3/d Border-line of the zone of lava-breccias against massive andesite. 3/e Border-line of the zone of lava-breccias against volcanoclastic rocks in allochthonous development. 3/f Zones with glassy development of amphibole-biotite-andesite. 3/g Zones of silicification. 3/h Zones of propylitization. *Products of IV<sup>th</sup> andesite phase*: 4. Pumiceous tuff sediments 5. Dikes of pyroxene andesite with biotite. (1) dikes of pyroxene andesite with amphibole and biotite (2, 3, 4): 6. Pyroxene andesite (augite, hyperstene) (5) — lava flows 7. Pyroxene andesite (augite, hyperstene) with amphibole-lava flows 8. Pyroclastics of pyroxene andesite-agglomerates. *Products of III<sup>rd</sup> rhyolite phase* (6): 9. Rhyolite dikes. *Products of final volcanism*: 10. Neck bodies of nepheline basanite (7,8) 11. Tectonic lines.



i. e. in the area of the outer slopes of the large volcanic form. At the end of this activity there were sporadic intrusions of rhyolite dikes. In the central zone of the propylitized complex, after the intrusions of quartz-diorite porphyries, there arose polymetallic veins of great importance (in the past) and in the last time of the determined metasomatic mineralization on the contact with the substratum consisting of a complex of the Mesozoic carbonate rocks. According to Štohl—Böhmer (1967) the veins of medium-thermal association are spatially concentrated around the intrusions of quartz-diorite porphyry, and the veins of epithermal association Au—Ag—Sb are concentrated around rhyolite intrusions. Generally, the vein bodies are oriented in the NNE — SSW direction.

In the course of postvolcanic consolidation processes the subsidence zone (graben) was formed along the southeastern to eastern margin of the central zone. In this zone (Ilja—Banský Studenec—Banská Belá) the subsidence correspond to the extension of cumulodome forms. An analogous subsidence took place in the southern zone along the E-W direction. The subsidence of the zones with the extrusions of cumulodomies is evidently the reflection of the evacuation of the magmatic masses from the lower levels to the surface. On the crossing of the NNE—SSW systems with the transversal system WNW—EES, the ascension of basic magmas from simatic levels took place in the course of the consolidation processes. The relicts of this activity are represented by the neck bodies of nephelinitic basanites.

In the final stage of consolidation of the volcanic area, due to the uplift of the central area and to the subsidence of the peripheral belts there arose the horst structure in Hodruša—Štiavnica area. The uplifted zone was intensely denuded, including denudation of subvolcanic levels, and in a part of the zone even pre-volcanic substratum complex was exposed.

Owing to its economical importance, the area of Banská Štiavnica attracted the attention of investigators as early as the 16th century (cf. the works by Bauer Agricola 1558). It is the merit of long-lasting research, first of all of the scientists representing the group of the Neptunists (Essmark 1789) and the Plutonists (Beudant 1882), that this area became a classic one within the neovolcanic region, attracting the attention of foreign investigators as well.

Older researchers concentrated their interest predominantly to the problems connected with the process of metallogenesis, and consequently, petrogenetical, volcanological and structural questions concerning this regions were solved from the standpoint of metallogenesis. Such were e. g. the conceptions of Richtshofen (1880) viz. of his „mass propylite eruptions” (and that of F. Adrin, M. Rackiewicz. etc.) The fundament of the right understanding of the volcanic processes and the structure of the region, was introduced by Szabó, Böckh, and a row of their collaborators.

The contribution of older investigators to the study of the structure on the region under discussion was summarized in several works by the present-day authors (Kuthan 1963, 1967; Karolus 1960). Complete bibliography on neovolcanites from 1558 to 1958

was presented by Karolusová (1959). The present-day investigations link-up to the works on the general geological mapping 1 : 200 000 (Kuthan & coll.), and the mapping works by Kováčik (1964, 1965).

The authors express their obligeness to Prof. Dr. M. Kuthan for his kind reading of the manuscript, and the valuable notes.

### The Analysis of Macrostructure Features

For the study of the inner structure of cumulodome forms the area in the SE-part of the zone of amphibole-biotite andesite extrusions has been chosen. The macrostructural sign, important for the identification of the separate forms of the IIIrd andesite phase is represented by the structures of fluidality. The flow planes are made more distinct by alternation of lighter and darker (zones) stripes (their width is fluctuating within 10—15 cm), differentiated by the degree of crystallization and by the quantitative content of phenocrysts. The darker stripes are characterized by higher share of glassy groundmass, the lighter ones by more numerous phenocrysts.

In the direction of the fluidality planes there is distinct linear and planar arrangement of phenocrysts. Heterogeneity of the physical state is reflected in different resistance against weathering. The darker, more glassy stripes are stressed by weathering, while the less resistant stripes acquire negative relief. Owing to this, the structures of fluidality are maximally stressed.

The evaluation of the systematic measurements of the structures of fluidality offers the possibility to determine several distinctly individualized forms within the region under study (cf. Encl. Nr. 2).

**The form A** is characterized by more stable course of the fluidality planes, subparallel with the outer limitation near their borderline against the younger products of pyroxenic volcanism. In the central part there is a tendency of closing on less extensive area. The inclination of fluidality planes indicate the fan-like character of the structure. The central zone is situated in the area between the elevation points 683.2, 628.1, 810.0 — Anderloch. The longer axis of the central area is oriented in the NE-SW direction. Near the northern part of the central zone there is an indication of closing — perhaps individualization of a new form.

**The form B.** In comparison with other forms, this is the largest one, its maximum diameter being 4.2 km. The southeastern marginal zone is followed by a zone of brecciation, in its more external part covered with the products of the younger andesite volcanism. In the southern part there is a subsided relict of pyroxenic andesite, and the dike bodies of younger pyroxenic andesite (with amphibole and biotite), and of pyroxenic andesite

including biotite. Near the southeastern margin there is a smaller rhyolite body. The direction of fluidality planes follows the outer bordering ( $b_2$ ) The borderline against the area A is — in addition to fluidality planes — marked also with the zone of brecciation (NW margin Banský Studenec—Kolpachy pond), and against the area D (the zone of brecciation below the elevation point 521.2 — Kremenisko), the borderline is similar. The course of fluidality planes on less extensive area (to the W of the elevation point 622.9 — Drieňová) indicates the central zone. The course of the external zone of fluidality planes is limiting the area B, its longer axis being in the EEN-WWS direction.

**The form C.** By the course of the fluidality planes the supposition of an individualized area with the long axis in NE-SW, is evoked. In the marginal zone on the contact with the propylitized complex of the IInd andesite phase, the andesite masses are overlapping the propylitized complex of the IInd andesite phase and passing into the lava flow. The fact is proved by the bore-hole KOV-42 near the SW foothill of the elevation point 726.5 — Kalvária, proving the 110 m thickness of the amphibole-biotitic andesites. The complex of amphibole-biotitic andesite is penetrated by the neck bodies of nepheline-basanite in the area of the elevation point 726.5 — Kalvária, and (near the village Kishýbl.

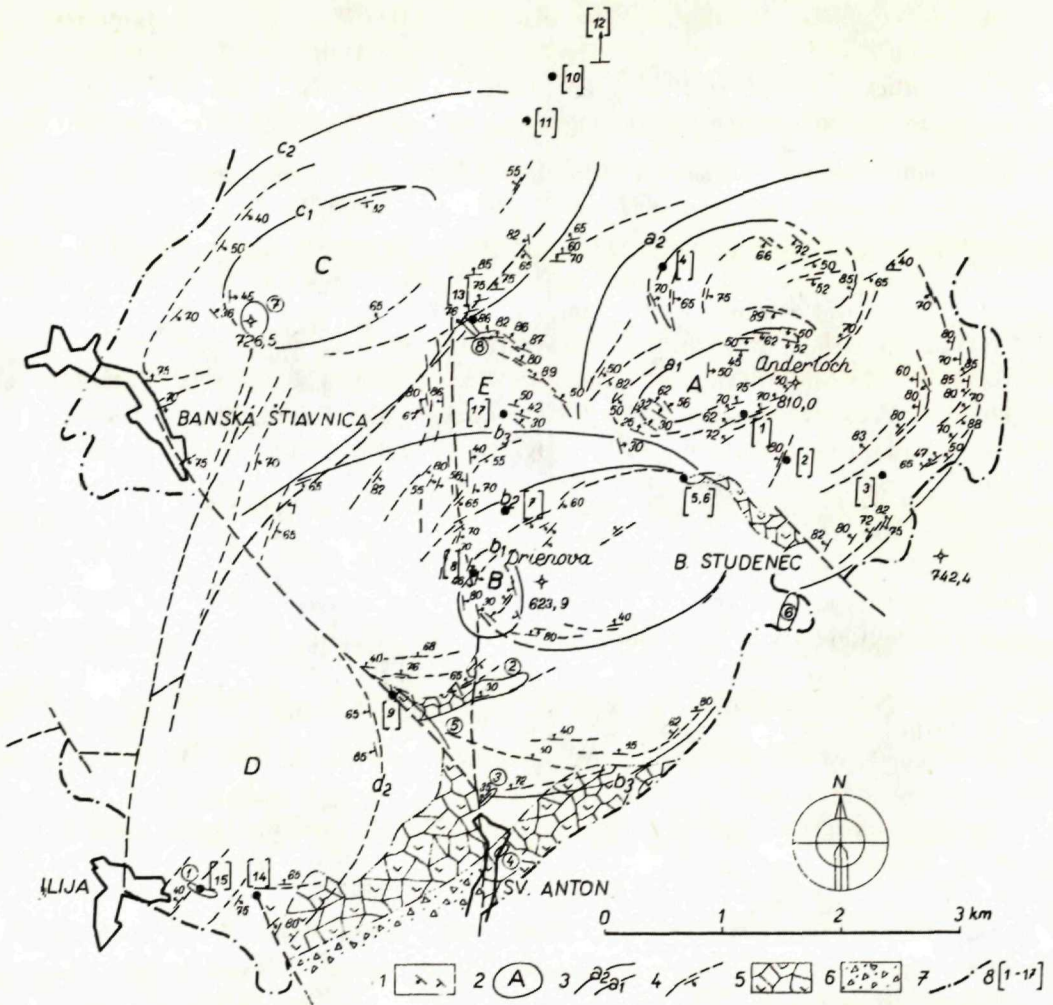
**The form D.** The course of the direction of fluidality planes is following the outer border, the marginal E-S-SE belt is fringed by a zone of breccias. The breccias are passing into agglomeratic masses in the allochthonous development to the S, with the signs of transport and deposition in subaqueous environment. In the eastern part, in the overlies of andesite masses there are pumiceous tuffs deposited in tectonically subsided part.

**The form E.** Near the margin of the forms A, B, C there is an area with complicated course of the lamination planes, generally with the steep inclination.

The form E is crossed by a tectonic line that might have influenced the orientation of the primary inclination of the fluidality planes (subsidence of the segment). The interpretation of this form as a relict of a form covered by the development of the following form, cannot be excluded. A row of distinctly individualized forms may be determined on the ground of the evaluation of the measured data on the course of fluidality planes in a complex of monotonous andesite masses.

The fluidality planes in peripheral parts of the determined forms are following roughly the line of the outer bordering by their course. The changes in the fluidality courses, and their enclosing in the inner parts with the fan-like course of their inclination offer the possibility to determine the central zones on the base of the two cases (the forms A, B). The individualization of the separate forms is proved also by the course of the zones brecciation in their

peripheral parts. Owing to the above facts the development of the forms by the ascending movements accompanied with the extension of the area in the upper levels, may be supposed. In the marginal zone lateral movement and transition into thick flows took place (the western slope of Kalvária).



Encl. Nr. 2

### Interpretation scheme of structural features of cumulo-domes

Explanations: 1. Orientation of fluidity plains. 2. Central zone of cumulo-domes. 3. More external zones of cumulo-domes. 4. Interpretation of the fluidity course. 5. Lava-breccia. 6. Volcanoclastic rocks of amphibole-biotite-andesite in allochthonous development. 7. Limit of distribution of products of volcanism of amphibole-biotite-andesite. 8. Localites of sampling for paleomagnetic probes

The peripheral parts of forms are fringed by breccia zones. On the outer side, the transition into the deposits of redeposited volcanoclastic material in subaqueous environment may be observed (to the S of the village Antol). The continuous zones of breccias are near the southeastern margin of the determined areas B, D. The breccias here are coarse-fragmental to coarse-block, the size of fragments fluctuating between several cm and blocks (the fraction 5—30 cm predominates). The orientation of fragments and blocks in the cement mass is chaotic, without any preferred direction.

The fragments are generally angular to subangular, angularity being more distinct in minor fragments. The clastic material represents one petrographical type (phenocrysts; amphibole, biotite, plagioclase, sporadical quartz, pyroxene). The cementing mass of the lava nature is vesiculated, lighter in comparison with fragments. The cementing of fragments is incomplete, with empty places.

The rise of breccias of this lithological type may be qualified as a process of syngenetical character connected with development stages of extrusive forms. The breccia zones are limited to the peripheral areas of the above determined forms. The width of breccia zones fluctuates from several m to max. 150 m. In direction to external zones there are transitions into volcanoclastic deposits including indications of replacement and deposition in subaqueous environment (to the south of the village Antol).

### Geophysical Methods Used

Gravimetrical measuring. (The interpretation of gravimetrical measurements according to Ďuratný, Encl. 3). The map of total Bouguer's anomalies 1 : 25.000 (the sheet Banská Štiavnica) is characterized by the complicated course of isolines with the NE-SW to NS directions predominating. The maximal horizontal gradients  $\Delta g$  may be observed in the northwestern of the area with gradual decrease of the intensity of  $\Delta g$  in the SE direction, which is evidently conditioned by the gradual subsidence of the heavier (as for density) prevolcanic rocks ( $\delta_{aver.} = 2.75 + 2.8 \text{ g/cm}^3$ ). The solid andesite masses in this part of the region are characterized by somewhat lower densities ( $\delta_{aver.} = 2.40 - 2.70$ ). The elevation of gravity in the area of the elevation point 726.5 — Kalvária is due to the neck body. In the area between the villages Ilija—Banský Studenec, there was found depression of the gravity field, passing in the NE-SW direction. The course of the depression correlates with the course of trench fault proved by boreholes near the village Ilija (BB) and the Village Antol (GK-2). In the central part of the trench-fault more or less isometrical partial depressions  $\Delta g$  were determined. The

central parts of the partial depressions lie to the NW of the elevation point Drienová (622.9) and cca 1 km to the WSW of the elevation point Anderloch (810.0). The intensity of these anomalies reaches approximately 1.0 mgl., their planar extense being smaller than 1 km<sup>2</sup>. The pre-volcanic substratum of this part of the region is supposed to be in the depth of about 1 000 m. On the ground of the intensity and planar extension of these anomalies, and with respect to difference densities of the rocks forming the substratum, we may exclude the possibility of the anomalies being evoked by the inhomogeneity in rocks of the pre-volcanic substratum.

The density of the masses of amphibole-biotitic andesites extended over this area, fluctuates within 2.45 to 2.65 (the average being 2.50 g/cm<sup>3</sup>), and is lower than the density of pyroxenic andesites : 2.58—2.72 g/cm<sup>3</sup> (the average density being 2.67 g/cm<sup>3</sup>). Although differences in the densities of amphibole-biotitic andesite are not too great with respect to masses of pyroxenic andesite ( $\delta$  dif. — 0.2 g/cm<sup>3</sup>) still greater accumulations of amphibole-biotitic andesites in the places of anomalies could evoke local in low-intense gravity depressions. To the NW and SE anomalies the gravity field  $\Delta g$  is intensely disturbed, and the influence of amphibole-biotitic andesites with lower densities may be partly hidden due to the substratum subsiding on both sides. In addition to that, from the standpoint of the interpretation of extrusive forms, we may admit that the thickness of amphibole-biotitic andesites in the areas out of the anomalous gravity depressions is smaller, and therefore their influence is low at the quoted differentiation density, and fluctuates only within the preciseness of measurings.

On the derived maps of the residual component, completed by the use of the Griffin's method for  $s = 500$  and  $1.000$  m (the radius of the dividing palette  $R = s \cdot \sqrt{5}$ ) the anomalies are indicated by the gravity depressions with the intensity  $0.5 \div 1.0$  mgl.

Palaeomagnetic Research. The studied extrusive masses of andesite are suitable for the use of palaeomagnetic method to determine the time shifting of the activization of the separate active centres. The sampling was done so that the places of sampling covered the separate determined forms of extrusive bodies. Magnetic parametres of the rocks were measured on the astatic magnetometre with sensitiveness  $2 \cdot 10^{-7}$  Oe/mm.

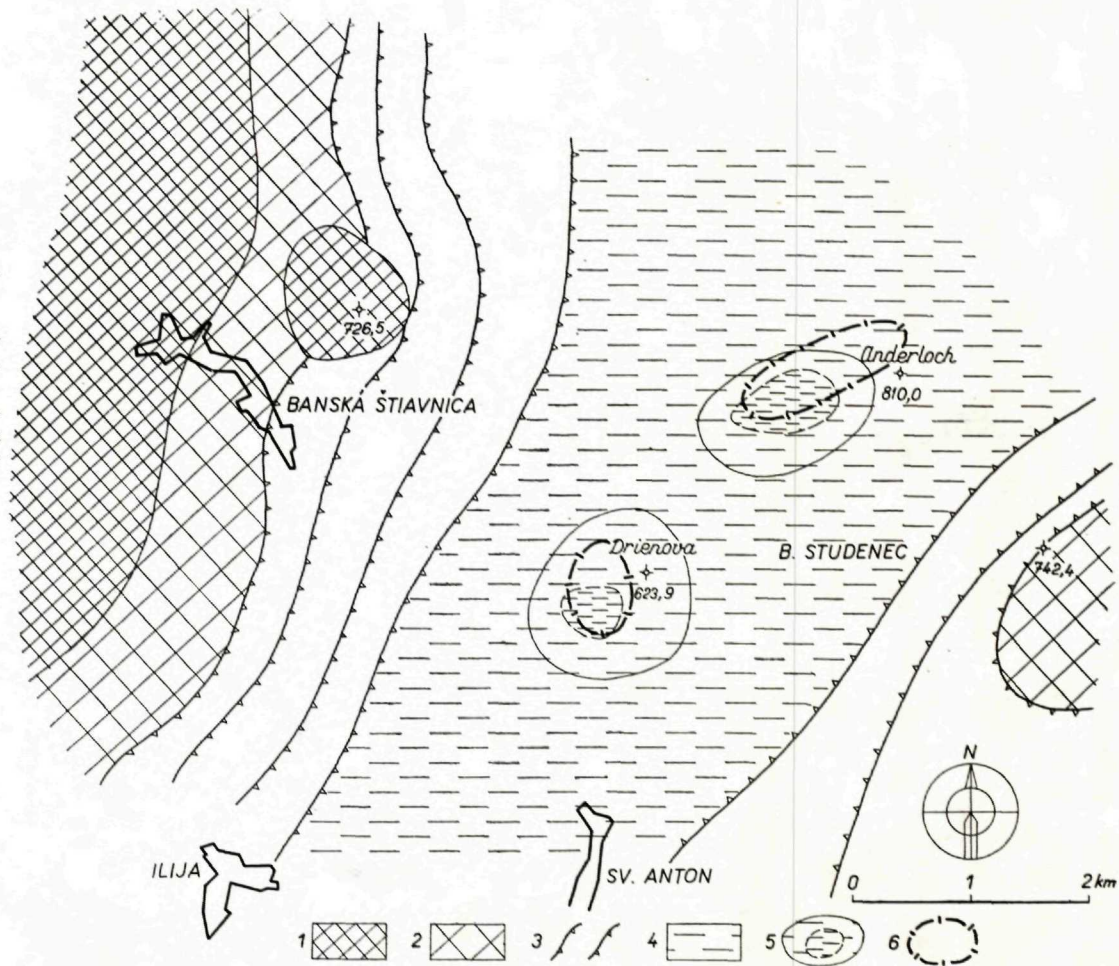
The measured values were statistically treated. For each locality the medium direction of declination  $D_0$  and inclination  $I_0$  of termoremanent magnetization  $J_{rt}$  were calculated by means of the formula:

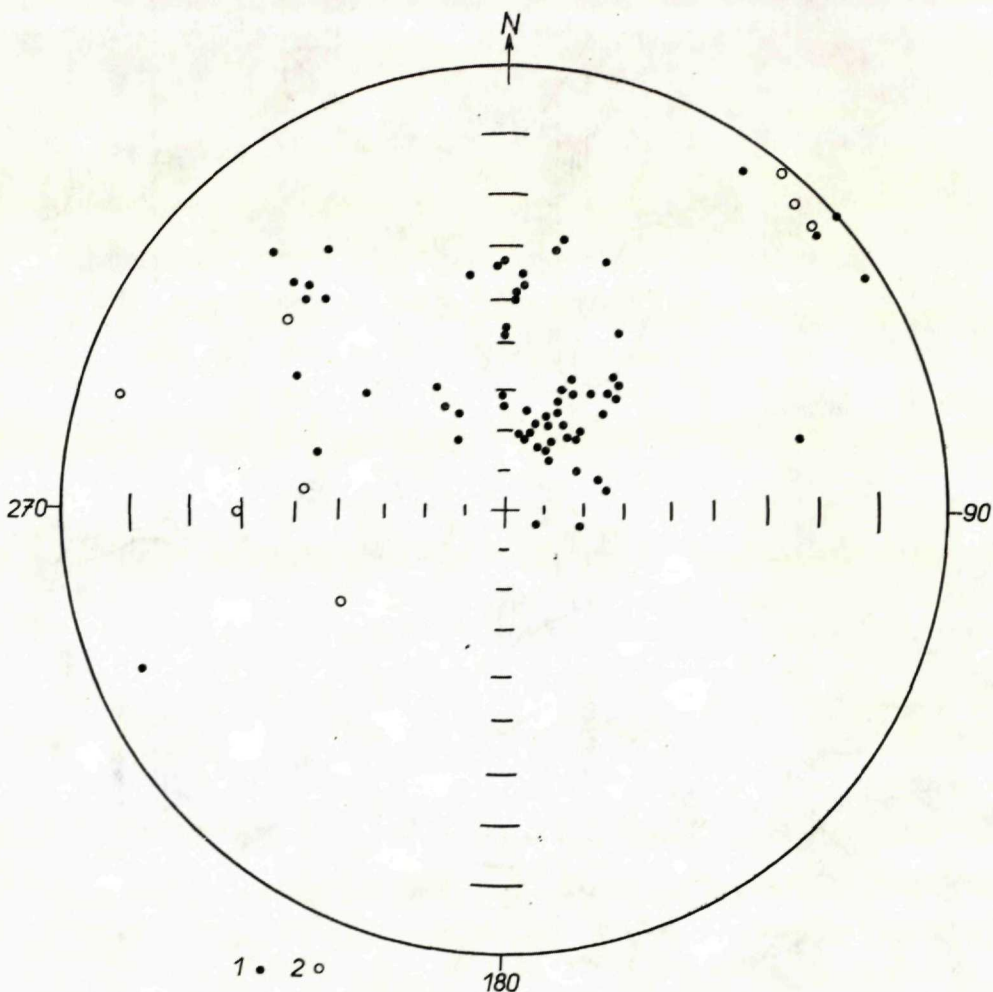
$$D_0 = \text{arc tg } \frac{Y}{X}; \quad I_0 = \text{arc tg } \frac{Z}{X^2 + Y^2}$$

### Structural scheme of gravimetric measureings

Explanations:

1. Maximum of gravity elevation
2. Gravity elevation
3. Zones of maximal horizontal gradient
4. Gravity depression
5. Anomaly of gravity depression with the minimum of gravity
6. Central zones of extrusive forms determined on the base of macrostructural dates





Encl. Nr. 4. Paleomagnetic projection of vectors: 1 — on the lower hemisphere, 2 — on the upper hemisphere

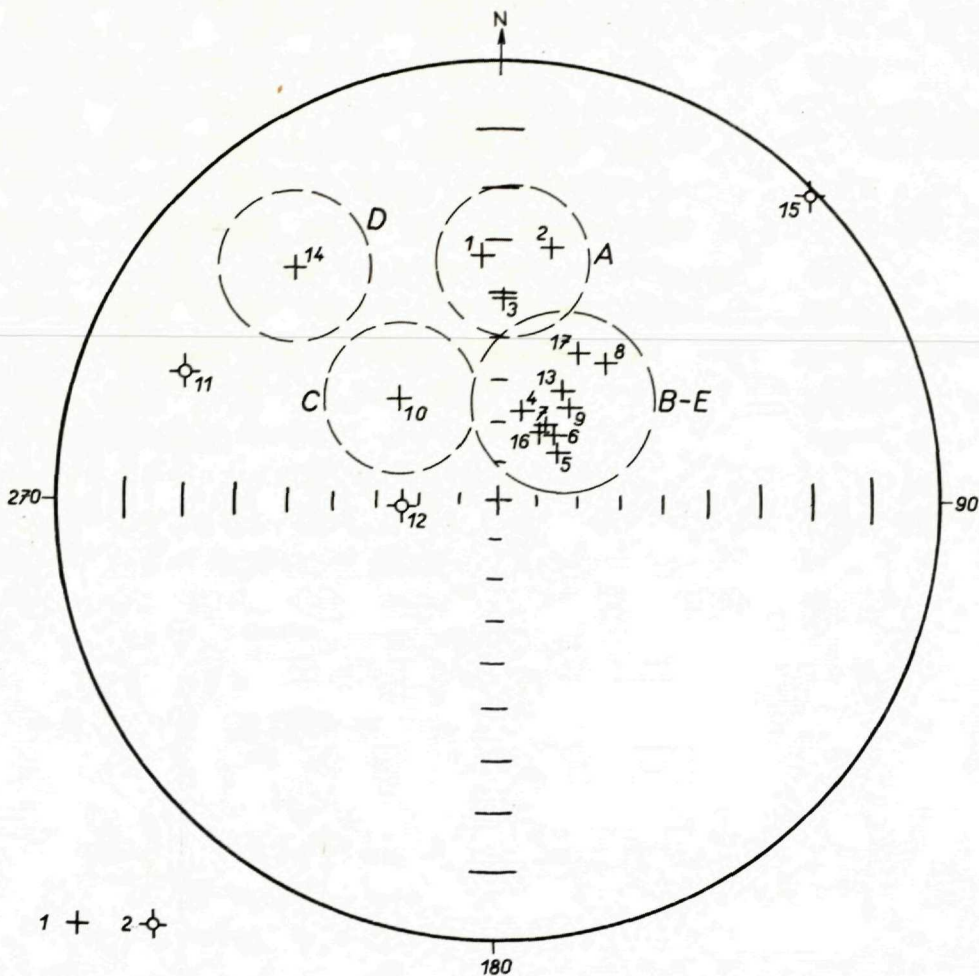
$$\text{where } X = \sum_{i=1}^n |I_x|_i; \quad Y = \sum_{i=1}^n |I_y|_i; \quad Z = \sum_{i=1}^n |I_z|_i.$$

— the sums of the  $I_n$  components along the axes gained by „n” measurements.

The limit of reliability of the medium direction  $J_{rt}$  which is derived from the position of directions on the spherical surface is given by the formula of Fischer (1953).

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





Encl. Nr. 5. Paleomagnetic projection of medium directions of  $J_{rt}$ : 1 — on the lower hemisphere, 2 — on the upper hemisphere

—  $\alpha$  = the semi-angle of the core of confidence;  $N$  — the sum of the size of vectors;  $R$  — vector of medium value;  $P$  — required probability — 95 %. The extent of the dispersion of vectors in separate localities is expressed by the coefficient  $K$ .

$$\left[ \frac{N-1}{N-R} K = \right].$$

The results of statistical calculations are summarized in Tab. 1. The directions of vectors  $J_{rt}$  of samples are given in stereographical projection (Encl. 4), and the medium directions of  $J_{rt}$  for each locality — in Encl. 5.

Table Nr. 1

Locality (cf. Encl. 2)		$D_0$	$I_0$	$\alpha$	K	N	Magnet. suscept. suscept. $\cdot 10^6$	Demagnet. field Oe	Structural area	Rock
Anderloch	1	357°	32°	5,0	20,0	3	1972	300	A	ABP
Anderloch	2	12°	30°	8,0	150,0	4	1453	300	A	„
Anderloch	3	2°	41°	3,0	235,3	5	1760	300	A	„
Anderloch	4	15°	67°	5,0	200,0	5	735	0	A	„
Ban. Studenec	5	52°	71°	8,0	44,0	9	505	0	A-B	„
Ban. Studenec-	6	40,6°	68,3°	5,8	255,5	4	685	85	A-B	„
Drienova	7	33°	66°	4,6	22,0	3	1483	300	B	„
Drienova	8	38°	47°	3,1	143,0	3	2033	300	B	„
Antol	9	38°	61°	13,2	112,0	9	1885	300	B-D	„
Ban. Bela	10	45°	55°	26,0	—	10	3699	0	C	„
Ban. Bela	11	290°	-16°	—	—	7	2734	0	C	„
Ban. Bela	12	267,6°	-65,8°	9,0	73,6	5	2372	85		„
Kisihybl	13	30°	58°	8,6	62,5	5	1302	300	C-E	„
Plija	14	317°	22°	7,2	100,0	5	793	300	D	„
Plija	15	44°	-2°	9,3	40,0	7	1774	300		PB
B. Štiavnica	16	30,8°	70,4°	27,4	85,1	6	632	340		„
Ban. Studenec	17	29°	49°	11,0	50,3	9	950	0	E	ABP

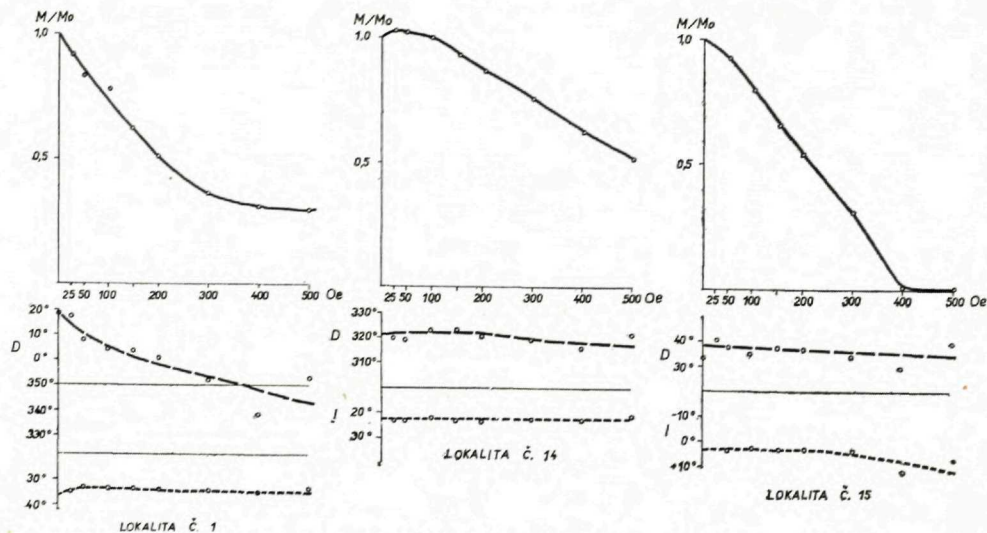
Explanations:  $D_0$  — declination; K — dispersion of directions; ABP — amphibole-biotitic andesite  $\pm$  pyroxene;  
 $I_0$  — inclination N — Number of probes; PB — pyroxenic andesite with biotite;  
 $\alpha$  — the semi-angle of the core of confidence

Note: Localities Nr. 6, 12, 16 are quoted from the work by A. Nairn — K. Karolus 1965.

To judge the palaeomagnetic stableness, i. e. the ability of the rocks to keep the primary direction of thermoremanent magnetization, the samples were magnetically purified in an alternative magnetic field with the intensity of 300 Oe. Some of the samples were not magnetically purified. No substantial changes in vectors were observed.

Before and after the magnetic purification, the samples are grouped in one area. No substantial change of the medium direction of thermoremanent magnetization takes place. This is partly proved by demagnetization curves (Encl. Nr. 6), which show that especially the value of inclination is proof against changes due to demagnetization (e. g. Loc. Nr. 1). The nature of demagnetization curves indicates magnetic stableness of the rocks.

The demagnetization curve of the Loc. Nr. 15 is abruptly falling down to 400 Oe, where magnetization is minimal, and no substantial change in direction of the vector  $J_{rt}$  is observed. This anomaly from the rest of samples is most probably caused by the different composition of ferromagnetic minerals of



Encl. Nr. 6. Demagnetization curves;  $M/M_0$  — ratio of demagnetized to nondemagnetized probes

pyroxenic andesite with biotite. Geochronological relations between macro-texturally determined forms may be judged according to the vector of natural thermoremanent magnetization, its course and sense, i. e. normal or reverse magnetization.

We start with the supposition that the extrusive form acquired the uniform direction of the vector thermoremanent magnetization, in the final stage of cooling. The results of palaeomagnetic measuring show that the whole area

of the studied masses of amphibole-biotitic andesite does not show the same directions of the vectors of remanent magnetization, but is differentiated in groups with the closing vectors.

The separate magnetically determined groups of directions of remanent magnetization may be correlated with macrotextural forms (Encl. 5):

1. *Distinct accumulation of vectors in the form A* (Loc. 1—3) from different parts of the body points out to the development of the form in one chronological stage. The different values of the directions of vectors in the northern part of the form A indicates — as well as the study of macrotextural elements — the above mentioned individualization of an independent form.

2. *Another group of the closing vectors is in the form B* (Loc. 5, 6, 7, 8, 9 — the samples were taken along the long axis of the form B) and the area E (Loc. 13, 17, 4). The distribution of the sampled localities in the areas A, B corresponds to the central part of the trench fault, roughly to its axis. The grouping of vectors may indicate the equal stage of activation of the feeding systems in direction of the axis.

3. *Substantially different values were got in the forms D and C*, i. e. from the extreme marginal parts of masses of the amphibole-biotitic andesite.

4. *To the North of the form C*, the samples (11, 12) show reverse magnetization.

5. *Anomalous position of the vector of remanent magnetization shows loc. 15*, representing the dike intrusion of pyroxenic andesite with biotite through amphibole-biotitic andesite (IIIrd phase), and belongs to the stage of change of polarity of earth field.

### Petrographical Characteristics

Andesite without any sign of the syn — and postvolcanic alterations is grey, greyblack to black, coarse-porphyrlic, including larger phenocrysts of biotite, amphibole and plagioclase. The orientation of phenocrysts is characterized by the tendency to or even distinct alignment in the direction of fluidality planes (linear orientation of amphibole, pyroxene, plagioclase; planar orientation of biotite) in most cases.

Owing to the autometamorphic processes, the rock acquires lighter ocre-brown, reddish and green colour shades. The development of the matrix is fluctuating between the hyaline and hyaline-microlithic to microlithic-hyalopillitic as to its character. The glass of the matrix is coloured by the dispersed ore pigment to grey, greyblack colour; in the case of oxidation — to of Fe-component — to brown colour shades.

The porphyric phenocrysts are formed by: Quartz — sporadic phenocrysts, embayed corrosion of phenocrysts. Plagioclase (Ar<sub>41-60</sub>) — large

phenocrysts (up to 0,5 cm), magmatically corroded. Albitically lamellated phenocrysts, twinning according to the Carlsbad law. Amphibole — opacitized and resorbed phenocrysts, dark brownish green phenocrysts according to  $\gamma$ , lightgreen — according to  $\alpha$ .  $2V = 68$  (Chm-)  $0_1/c = 34$ ,  $\gamma/c = 14$ . Biotite — tabular habitus (according to 001), microlithic — according to 001, in  $\gamma$  direction blackbrown, with bluish shade, in  $\alpha$  direction — light yellow.  $2V = 10$ . Pyroxene (rhombic) — sporadical minor phenocrysts.  $2V = 64$  (Chm-). Accessories are including magnetite, apatite, sporadical zircon. According to Niggli the rock belongs chemically to the magma of the quartz-diorite type (anal. Nr. 2, 3, Tab. 2).

The quantitative relations of dark minerals fluctuate, increased biotite

Table Nr. 2

Weight % of chemical analyses

Recalculation in Niggli's systém

	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	58,98	62,82	62,43
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,68	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,37	16,13	16,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,28	2,94	2,66
FeO	2,35	2,17	2,53
MnO	0,11	0,09	0,11
MgO	2,26	2,44	2,12
CaO	5,90	4,24	5,12
Na <sub>2</sub> O	2,40	3,00	3,34
K <sub>2</sub> O	2,44	3,32	3,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,21	0,26
H <sub>2</sub> O str. ž.	3,65	1,11	0,68
H <sub>2</sub> O str. s.	1,39	1,39	1,33
SO <sub>3</sub>	st.	st.	st.
	100,91	100,54	101,26

	1	2	3
Al	36,23	35,59	34,83
fm	27,75	28,60	26,71
c	22,25	17,12	19,44
alk	13,77	18,69	19,02
Si	208,06	235,84	222,23
Mg	0,43	0,42	0,39
k	0,40	0,47	0,44
qz	52,98	61,08	46,15
Q	48,02	68,34	66,92
L	40,58	17,09	16,88
M	11,40	14,57	16,20
$\pi$	0,45	0,31	0,29
$\gamma$	0	0,01	0,12
$\alpha$	4,80	5,24	4,04

1—3 Analyzed by Lab. in Spišská Nová Ves: 1 — pumiceons tuff pyroxene — amphibole — biotite (IV. th andesite phase); 2 — amphibole — biotitic andesite, Banský Studenec; 3 — amphibole — biotitic andesite, Drienová near Antol

amount may be observed in the marginal zones of the area B (Studenecká dolina valley), D (Končitý vrch — the elevation point 555.5).

The autometamorphic alterations are manifested mainly in the oxidation of Fe-components. The loosened haematite-limonite is covering the dark minerals, concentrating in peripheral zones of the former. Streaky structures and their course are stressing the fluidity structures of the glassy matrix. By the mowing out of the Fe-component the pleochroism of dark minerals is influenced.

Another type of autometamorphic alterations is moderate chloritization of dark minerals (plagioclase is not affected). Macroscopical observation shows that the rock gets green colour shades. In the peripheral zones of the forms determined (A, B, D — cf. Encl. 1) there are parts with glassy development of the matrix, accompanied with brecciation and fresh cementing, and with more fluidal matrix.

Propylitization of andesite mass in the marginal parts of the area D near the contact with the propylitized complex of the II<sup>nd</sup> andesite phase, has postgenetical character. By propylitization the rock acquires darkgreen colour, phenocrysts being slightly distinct to indistinct. Plagioclase is sericitized, K-metamorphosed. The decomposition of plagioclase is accompanied with the rise of secondary quartz. Dark minerals are chloritized, and covered by the loosened ore component. The matrix is penetrated by aggregates of sericite, chlorite and secondary quartz.

The group of the postgenetical processes includes quartzification and the hydroquartzites formation. A body of smaller size was found to the E of the elevation point 517.1, near Kishýbl, and the known occurrence near the village Banská Belá. In some cases there are macroscopically observable relicts of dark minerals. Microscopically the rock is fine grained, composed of the aggregate of minor allotriomorphic quartz grains. The inner parts of vesicles are fringed by larger quartz individuals. The relicts of dark minerals correspond to the habitus of amphibole and biotite. Polák (1963) supposes the same origin of the occurrences in Banská Belá as that of the deposit Šobov: hydrothermal alteration of the tuff clastic Šobov series. The position of the occurrence is explained by the transport of the torn block by the lava flow.

On the base of the relicts of dark minerals and the massive (not clastic) structure, the authors of the present paper consider these occurrences the product of silicification of amphibole-biotitic andesite in the process of hydrothermal activity following the final stage forming of the bodies of amphibole-biotitic andesites.

## The Interpretation of Macrostructural and Geophysical Data

The summary of data on macrostructural elements, and the confrontation of the former with the results of geophysical measurements (gravimetry, palaeomagnetism) enables the authors to make some conclusions about the types of forms and the processes of their development.

The amount of the studied masses of amphibole-biotitic andesite cannot be interpreted as a simple unit. It must be considered the whole row of separated forms. The differentiation of these forms is in the course of fluidality planes, in the development of the zones of brecciation in peripheral zones. The fan-like structure of fluidality planes in the central parts enables the reconstruction of the ascending character of the movement of andesite masses with the tendency of the extension of the area in higher levels, and even with the transition into lateral flow.

The macrostructural elements of the structure of forms of this type are corresponding best to the forms of the dome type. With respect to the term „dome” being used to indicate the dome of hawaian type (shield volcanoes) composed of the effusions of basic lavas, Jaggar (1920) recommended the name “cumulo-dome” for the extrusive forms of more acid volcanic mass. Cotton (1952) suggested the term dome-flows for the transitory forms between domes and short thick viscous flows at the extrusions of dacite lavas on the slopes of Crater Lake caldera Oregon (Allen 1936). The authors of the present paper admit the full applicability of the term cumulo-dome and in some cases dome-flow for the forms under discussion.

The accumulation of the lava flows in the immediate vicinity of the feeding channels, is conditioned by the high degree of viscosity of the former. The factors controlling the degree of viscosity include chemism, quantitative amount of the gaseous component and the degree of cooling. Breccia of the marginal parts and the associated strata of the pumiceous tuffs and agglomeratic masses, indicate the stages of explosive eruptions from the marginal parts of the dome forms in the course of their growth. The explosive eruptions of „nuées ardentes” in the course of the growth of domes is a historically observed phenomenon (eruptions of nuées ardentes in connection with the rise of tholoides Mt. Pelée in 1902—1904, 1929—1932; Lacrois, 1904; Merapi—Stehn 1935, etc.). In the area of the central Slovakian neovolcanic region, in Kremnické pohorie Mts. the products of nuées ardentes erupted in connection with protrusion of tholoide were described (Chom—Fiala 1965). As for the chemism ( $\text{SiO}_2$  — 62 %), the rock may be ordered to the types with the disposition of high viscosity and the formation of the bodies of cumulo-dome type.

By the glassy development of the matrix and by the development of glassy

belts in the peripheral zones of the forms with transition into breccia zones, the process of rapid growth of viscosity is characterized. Due to the rapid growth of viscosity (supported by quicker decrease of temperature and escape of the gaseous component in the marginal parts), the more rigid solidified crust is formed. The massive marginal parts, being unable to avoid the affects of the continuous movements, are affected by tension, and in the next phase — by splitting accompanied by the rise of chaotic breccia. The fragmentary material is cemented again by more fluidal lava from the inner parts; and breccia with lava cement (clastolava of cupola in the sense of Malejev 1963) arise. The development of the surface solidified crust („carapace“) and its progressive disintegration at the growing size of cumulo-domes in the course of its growth, is another observed and described phenomenon (Perret 1935; Washington 1925 etc.).

The close connection may be stated when comparing the position of the central parts of cumulo-domes in the areas A, B determined on the ground of the study of macrostructural elements with the position of the anomalies of the minimal gravity in the inner parts of the trench fault (Encl. 3). The origin of the gravity depressions in the inhomogeneous substratum is excluded because of the above anomalies in the gravity depressions. On the ground of the differentiation densities of amphibole-biotitic andesite (aver.  $2.5 \text{ g/cm}^3$ ) with respect to pyroxenic andesites (aver.  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ), the cause of the anomalies may be sought in greater accumulations of amphibole-biotitic andesites in vertical direction i. e. feeding channels.

The NE-SW course of the axis on the line connecting the two anomalies of the gravity depressions and the central zones of the forms A and B, represents simultaneously the long axis of the trench fault, bordering the central Banská Štiavnica area of the propylitized complex of the IIInd andesite phase from SE.

Masses of the amphibole-biotitic andesite (to the W of the area under study) distributed along the southern margin of the central propylitized complex of the IIInd andesite phase in the E-W direction, follow the zone of the tectonic boundary of this complex. According to Ďuratný — Zbořil — Orlický — Filo's (1966) interpretation of the gravimetrical map of the complete Bouguer's isoanomalies, this zone represents a tectonic zone of the first order in the rôle of the southern boundary of the Hodruša — Štiavnica tectonic island.

Owing to the positional connection of the cumulo-dome forms (first of all the position of the central zones of the former on the course of the trench fault in direction Ilija — Banský Studenec, this structure may be characterized as a depression of volcanotectonic origin, being caused by the evacuation of magmatic masses to the surface. The character of the trench fault delimited from both sides by the subsidence tectonics and by comparatively



flat central field may be compared with the collapse structures designated as the „sector graben“ in the sense of Williams (1941).

Basing on the palaeomagnetic study, we may offer the following conclusions:

(a) The differentiation of vectors into groups with close values of  $J_{rt}$  correlable with macrostructurally determined structures support the individualization of the separate extrusive forms (cf. Encl. 5).

(b) The development of the individualized forms of extrusive type took place in various chronological stages exceeding not only the period of secular variation but also the process of the change of polarity of the earth magnetic field, which is also proved by the presence of normal and reverse magnetization.

(c) The anomalous position of  $J_{rt}$  of the younger dike of pyroxenic andesite with biotite (locality near Ilija probe Nr. 15) with the close tectonomagnetic and chronological sequence after the ascension of extrusive masses of amphibole-biotitic andesites in this part of the region falls into the stage of the change in polarity of the earth magnetic field, polarity being changed from normal to inverse.

(d) From what has been quoted above (a, b, c) it follows that the rise of extrusive forms included two stages: the earlier with normal magnetization and the younger — with reverse magnetization.

(e) On the base of the distribution of vectors of normal magnetization in the SE part, and reverse magnetization in the NNE part of the region, we may suppose the transport of active volcanic centres and of tectonic mobility in direction from SW to NE within the determined graben.

(f) In all the localities of this region the reverse magnetization of the forms of amphibole-biotitic andesite was determined by palaeomagnetic study in the area of Nová Baňa (Dublan 1967). Basing on this we may state that volcanotectonic activity in the course of the extrusions of amphibole-biotitic andesites in the area of Nová Baňa was connected with the younger stage with respect to the area of Banská Štiavnica. With the younger stage of reverse magnetization, the rise of the main rhyolite masses was also connected.

The rise of the extrusive forms of acid andesite masses following the end of the volcanism of the IIInd andesite phase, took place along the mobile zones surrounding the central zone (composed of the products of the IIInd andesite phase) on the S, SE, E, and NE. The bodies of the cumulo-dome type were formed in the area of destructed and morphologically dissected older volcanic region with intravolcanic depressions including limnic sedimentation. (the basin with limnic sediments near Banská Štiavnica — Kováčik 1963). The central area formed of older products of volcanism of the IIInd andesite phase had — in the course of the development of cumulo-dome forms —

subsiding character and in the next period became the zone with intrusive activity of quartz-diorite porphyries in subvolcanic levels. The volcanoclastic material is the product of explosive stages accompanying the development of cumulo-dome forms — pumiceous tuffs and tuffs in agglomeratic development, as well as the product of synvolcanic and postvolcanic stages of destructions of primary forms with the transport of material into sedimentary basins — volcanoclastic material in allochthonous development.

The accumulation of thicker volcanoclastic masses took place also in external zones in sedimentary basins of limnic type (to the south of the village Počúvadlo). It may be stated that the migration of the general tectonic mobility in the stage of extrusion of amphibole-biotitic andesites and in the following volcanic stages took place in direction from the SW to the NW.

The final stages of the development of the cumulo-domes are accompanied with hydrothermal activity with the ascending of  $\text{SiO}_2$ , with simultaneous rise of silicified zones, in the marginal parts. The changes of autometamorphic type are conditioned by the activity of the stopped gaseous component.

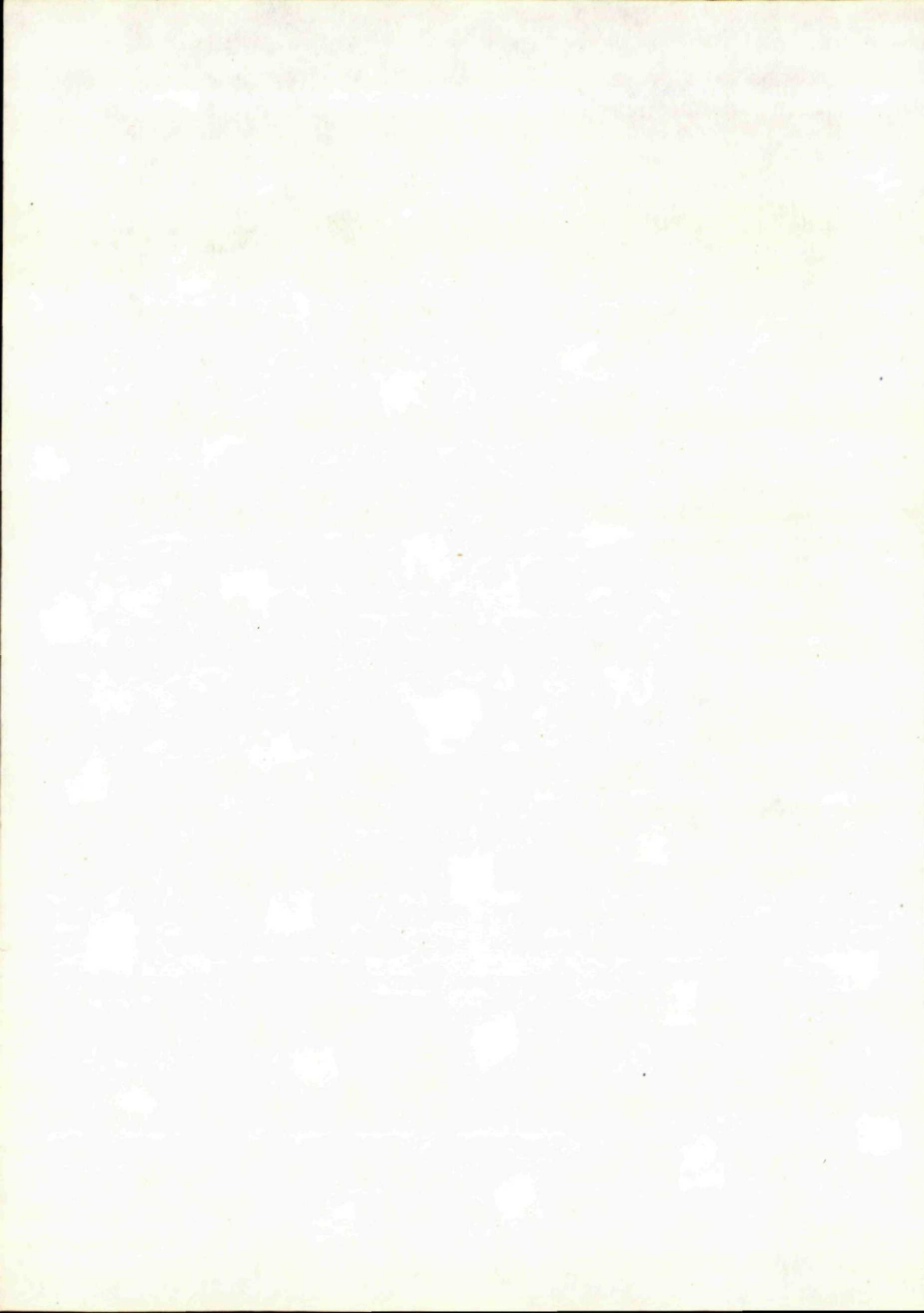
The development of the next stage of volcanism (the IVth andesite phase) passed in the destructed volcanic territory with the tendency of flattening of the original morphological elevations of primary forms, which is also pointed out by the flat deposition of the relicts of lava flows in the overlier of the former (andesite of the Sitno type). The relicts of final volcanism indicate the development of minor forms of central type (the neck form of nepheline basanite Kalvária — the elevation point 726.5) and of the neck body near the village Kishýbl. The primary conus forms were totally destructed.

Rewieved by Prof. Dr. M. K u t h a n

#### REFERENCES

- [1] Agricola G., 1558. De ortu et cansis subterrancorum etc. I. sv. „De vetaris et novis Metalis”. Brasiliae. — [2] Allen J. E., 1936: Structures in the Dacitic Flows of Crater Lake, Oregon. *Jour. Geol.* 44, pp. 737—744. — [3] Beudant F. S., 1882: Voyage min. géol. en Hongrie pendant l'année 1818 I.—IV., Paris. — [4] Brlay A., 1965: Geologické mapovanie západnej časti listu Uhliska. Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [5] Burian J., 1964: Geologická stavba vulkanogénneho komplexu južne od Sitna. *Geol. práce. Správy* 33. Bratislava. — [6] Cotton C. A., 1952: Volcanoes as Landscape Forms. Christchurch, Whitcombe and Tombs LTD. — [7] Dublan L., 1967: Paleomagnetické štúdium vulkanických hornín okolia Novej Bane. Manuscript; Archív GÚDŠ. Bratislava. [8] Ďuratný — Zbořil — Plančár — Filo — Orlický, 1966: Geofyzikálny výskum stredoslovenských neovulkanitov (oblasť Uhliska — Prenčov — Sebechleby — Dudince), Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Esmark K., 1789: Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat. Freiberg. — [10] Fiala F., 1938: Niekoľko petrochemických poznámok k čadiču Kalvária pri Banskej Štiavnici. Štát. banské muzeum, Ban. Štiavnica, GÚDŠ Bratislava. — [11] Fiala F.,

1961: Kremnické hory. Závěrečná správa k 31. 1. 1961. ÚÚG Praha, Archív GÚDŠ Bratislava. — [12] Fiala F., 1965: The Horný Chom Mt. near Ihrac a Miocene Volcano of Belean type in the Kremnica Mts. Carpatho-balkan geological Association VII. Congres 1—16. September 1965, Sofia. — [13] Fischer R., 1953. Dispersion on a Sphere. Proc. Roy. Soc. A., 217, 295—305. — [14] Forgáč J.,—Kováčik J., 1967: Niekoľko poznámok k otázke ryolitov v centrálnej časti Štiavnického pohoria. Geol. práce, Správy 43, Bratislava. — [15] Forgáč J., 1967: Die Entfärbung der Gesteine und deren Zerfall im Erzrevier von Banská Štiavnica. Geol. práce, Zošit 42. — [16] Karolus K. a kol., 1960: Správa o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen, Nitra a Nové Zámky v roku 1959. Archív GÚDŠ Bratislava. — [17] Karolusová E., 1959: Bibliografia neovulkanitov Slovenska 1558—1958. Príloha publ. Geol. práce — Zošit 54, Bratislava. — [18] Karolusová E., 1965: Závěrečná správa štruktúrneho vrtu GK-2 (Antol). Rukopis; Archív GÚDŠ Bratislava. — [19] Konečný Vl., 1965: Geologické mapovanie na liste Uhliska M-34-122-D-c (Správa za r. 1965). Rukopis. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [20] Konečný Vl.—Brlay A., 1967: Základný geologický výskum a mapovanie na liste Uhliska (M-34-122-D-c) v r. 1966. Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Konečný Vl.—Kuthan M., 1968: Volcanic Forms and Types of Eruptions of Neogene Volcanism of Middle Slovakia. Geol. zprávy — in litt. — [22] Kováčik J., 1963: Geologický výskum centrálnej časti banskoštiavnického rudného obvodu. Správa za ročnú etapu 1962. Geofond Bratislava. — [23] Kováčik J., 1965: Geologický výskum oblasti Banskej Štiavnice. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava. — [24] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200.000 M-34-XXXI. Nitra. GÚDŠ Bratislava. — [25] Kuthan M., 1967: Neovulkanity československých Karpát. Regionální geologie ČSSR, díl II. sv. 1, Praha. — [26] Lacroix A., 1904: La Montagne Pelée et ses eruptions. Paris. — [27] Michalíková A., 1966: K nomenklatúre tzv. dacitov z oblasti banskoštiavnického rudného obvodu. Geol. práce, Správy 10. — [28] Nairn A. E. M. — Karolus K., 1965: A Preliminary Paleomagnetic Study of the Rocks of the Central Slovakian Igneous Province. Geol. práce, Správy 36. Bratislava. — [29] Perret A. F., 1935: The Eruption of Mt. Pelée 1929—1932. Carnegie Inst. Washington. — [30] Planderová E., 1965: Palynologický výskum uhlia a uhoľných ílov vo vulkanitoch v oblasti Banská Štiavnica. Správy o geol. výskumoch v r. 1964. Bratislava. — [31] Polák St., 1963: Ku genéze ložiska dinosových kremencov na vrchu Šobov pri Banskej Štiavnici. Geol. práce, Správy 29. — [32] Richthofen F., 1860. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jb. XI. — [33] Stehn Ch. E., 1935: Waarnemingen aan gloedwolken Aijdens de verhoogde werbing van de Merapi (Midden Java) in de Jaren 1933—1935. Nand VII. de Ned. Ind. Natuurw. Congr. Batavia. — [34] Štohl J., 1962: Štruktúrne pomery banskoštiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Geol. práce, Správy 25—26, Bratislava. — [35] Washington H. S., 1926: Santorini Eruption of 1925. Bull. Geol. Soc. Am. — [36] Williams H., 1932: The History and Character of Volcanic Domes. Univ. Cal. Publ. Bull. Dep. Geol. Sci 21 (5). — [37] Williams H., 1941: Calderas and Their Origin. Univ. Cal. Publ. Bull. Dep. Geol. Sci. 25 (6).



V. KONEČNÝ—R. LEHOTAYOVÁ—M. MARKOVÁ—D. VASS

## RELATIONS BETWEEN TECTONIC MOBILITY OF SEDIMENTARY BASINS AND SUBSEQUENT VOLCANISM

In the area of the West Carpathians, Neogene volcanism is connected with the final evolutionary stages of the fading-out orogene. The volcanism proceeded on the outer side of the orogene arch (sporadic manifestations), the main activity was, however, concentrated upon the inner area of the Carpathian arch, i. e. the area offering the optimal conditions for the differentiation of the palingene magma in the back-land of the orogene (in the sense of Kuthan 1967). The developmet of subsequent volcanism took place in the region of the dynamic tectonic regime characterized by stages of subsidence and uplift of the regional complexes. This evoked a distinct lateral migration of the Neogene basins.

The regular relations between migration of subsiding zones and migration of the areas with maximal volcanic activity may be best demonstrated on the central-Slovakian neovolcanic area. The spatial distribution of the centres of volcanic activity in the separate palaeogeographic stages indicates that the areas of the main volcanic activities are found first of all in the transition zones of subsided zone (marine, marine-brackish to brackish-lacustrine sediments) and relatively more stabilized zones (without marine sedimentation).

In the course of the geological development of the south-Slovakian sedimentary basins the replacement of subsiding areas generally from the E to the W or to the SW may be observed. The centres of maximal volcanic activity show a tendency analogous with migration from the SE to the NW, approximately along the NE margin of the subsiding areas.

In relation to these regularities, the position of final volcanism is specific as far as it passes in the final phase of the consolidation process in the eastern part, i. e. in the back-land of the stabilized zone.

In the evolution of subsequent and final volcanism in central Slovakia in

dependence upon the tectonic mobility of the region, four stages may be distinguished:

The 1st stage is characterized by the subsidence of the Ipelsko-rimavská panva basin (Vass—Marková—Fusán, 1968) and by rhyolite volcanism (the 1st rhyolite phase\*) with the centres of the maximum activity in the adjacent areas of Northern Hungary.

The 2nd stage is characterized by replacement of the subsiding area to the W into the rising Danube basin (Vass et al. 1. c.) with the simultaneous migration of volcanic centres of andesite volcanism (the 1st andesite phase) near the eastern margin of the subsiding area (the southern and eastern area of the central Slovakian neovolcanic region).

The 3rd stage is characterized by further shifting of subsidence to the NW with the analogous replacements of the centres of maximal activity (IIInd, IIIrd and IVth andesite phases, IIInd and IIIrd rhyolite phases).

The 4th stage is characterized by considerable lateral and vertical delimitation of subsidence.

The basaltic final volcanism is far from the still subsiding relict of the Danube basin. Its centres are predominantly in E part of central Slovakia area.

#### The first stage (fig. 1)

At the end of the Palaeogene and the commencement of the Miocene, the subsidence on the inner side of the West Carpathian arch took place in the area of the Ipelsko-rimavská panva basin (southern Slovakia—northern Hungary). In the same period the area of the Danube basin, that had arisen as late as the Tortonian, was a dry land then. In the Ipelsko-rimavská panva basin the subsidence culminated in the Aquitanian. In that period — as proved by the lack of volcanic products — no active volcanism took place in the area under discussion.

The first manifestations of volcanism appeared as late as the Lower Burdigalian: acid tuffs and tuffites. Simultaneously, in the Lower Burdigalian considerable lack of subsidence in the Ipelsko-rimavská panva basin took place.

The lack of subsidence is only a presage of the general temporary uplift of not only the Ipelsko-rimavská panva basin, but of the regional central-European uplift during the Upper Burdigalian (Seneš 1961), and is connected with the inner-Burdigalian tectonic movements (the young—Savian folding phase; Buday 1961). Simultaneously, in the Upper Burdigalian, the acid volcanism activity culminates (1st rhyolite phase), represented mainly by

\* Denomination of volcanic phases is used in the sense of Kuthan (1963).

pyroclastics of biotitic rhyodacites. The centres of this volcanism might have been in the adjacent areas of Hungary, or — basing upon the thickness of its products — also in the part of the central-Slovakian neovolcanic area.

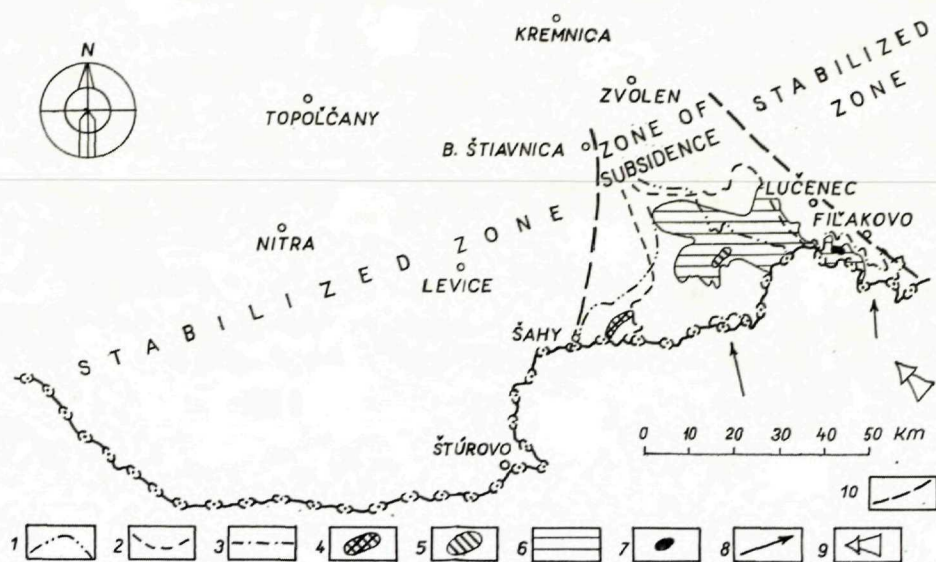


Fig. 1. Paleogeographic scheme of the Burdigalian — Karpathian. 1—3 limitation of extension of the deposits of: (1) Karpathian, (2) Helvetian s. s. and of the marine Lower Burdigalian (3); 4—7 limitation of extension of the pyroclastic products of acid volcanism in the Karpathian (4), Helvetian s. s. (5), continental Upper Burdigalian (6), and the marine Lower Burdigalian (7); 8 — direction of transgression; 9 — direction of the transport of pyroclastic products from supposed volcanic centres in the North Hungaria; 10 — the borderline between stabilized and subsided zones.

In the Helvetian and Karpathian (Upper Helvetian s. l.), the subsidence in the Ipeľsko-rimavská panva basin was revived, the activity of the acid volcanism was considerably reduced; its products in S Slovakia are represented only by thin strata of tuffs eolically transported from distanced centres.

Thus it may be stated that the Lower Miocene volcanism was not restricted only to the Upper Burdigalian — as it was originally supposed — but it was sporadically lasting up to the Karpatian after its commencement in the Lower, and culmination in the Upper Burdigalian.

The second stage (fig. 2)

The commencement of the Lower Tortonian corresponds to the distinct tectogenetic turn of the Neogene basins develop inside the West-Carpathian arch. The Ipeľsko-rimavská panva basin, i. e. the subsiding part of S

Slovakia, mobile up to the Tortonian, was consolidated after the young-Styrian movements between the Karpatian (Upper Helvetian) and the Lower Tortonian, and to the west in the area stable up to the Tortonian, the new Danubian basin arose.

The centres of its subsidence were in the eastern part of the Danube lowlands, in the Lower Tortonian. That means that the subsiding area was shifted westwards. Regular linking up led to the extension of the Lower—Tortonian andesite volcanism (Ist andesite phase) from the area of northern Hungary into the S and E parts of the central-Slovakian area. The latter thus became an area with welldeveloped subsequent volcanism.

The volcanic centres migrated from the SW to the NE and N produce still higher members of the succession row. First of all, the volcanism of the amphibolitic-biotitic andesites type occurred in the area of Börzsöny (northern Hungary), while in southern Slovakia only pyroclastics were found. The following volcanic activity represented by eruptions of biotitic andesite indicates the extension of the area of volcanic activity (Börzsöny, Pilis, Kováčovské kopce). In the time of eruptions of higher members of the succession (andesite hyperstene, amphibole  $\pm$  garnet) the volcanic centres are replaced into S and SE parts of the central-Slovakian neovolcanic area. In the southern part of the region, in the sublitoral zone, submarine extrusions of brecciated material along the NE-SW tectonic direction crossed by the transverse NW-SE fault system occurred (Konečný—Kuthan 1968). Farther to the east the more extensive andesite masses of probably extrusive were extruded in the region Šiatoroš, Karanč, Breziny. The bodies are exposed here up to the subvolcanic levels. They might have arisen in the area non-affected by the Lower Tortonian transgression. The substantial number of the extrusive bodies and brecciated material were affected by destruction.

The products of volcanism of the pyroxenic andesite found in the western area (western part of the Krupinská vrchovina highlands) represent the uppermost member of the succession scale of the Lower—Tortonian volcanism. They rest in the substratum of the tuffitic-sandy beds including Lower Tortonian microfauna.

The tuffs of pyroxenic andesite were found also in the Lower Tortonian, in the SE part of the Danube lowlands (Marková 1963). In addition to the described products of the Lower—Tortonian andesite volcanism there are still pyroclastics of similar nature on the northern margin of the Lower—Tortonian subsidence area in the Danube lowlands near Šurany. This occurrence is known only from one boring; there it rests in the substratum of the Upper Tortonian. Thus we may state that in the Lower Tortonian, in addition to the acid andesite volcanism (Ist andesite phase in original sense)



also volcanism of the intermediary andesite type proceeded in the western part of the central-Slovakian neovolcanic region.

The spatial distribution of the Lower—Tortonian volcanic centres indicate that the area of the main volcanic activity is in the transition zone between the western subsiding and eastern stabilized areas, i. e. in the zone affected obviously by great tectonic stress, predisposed thus for the formation of the

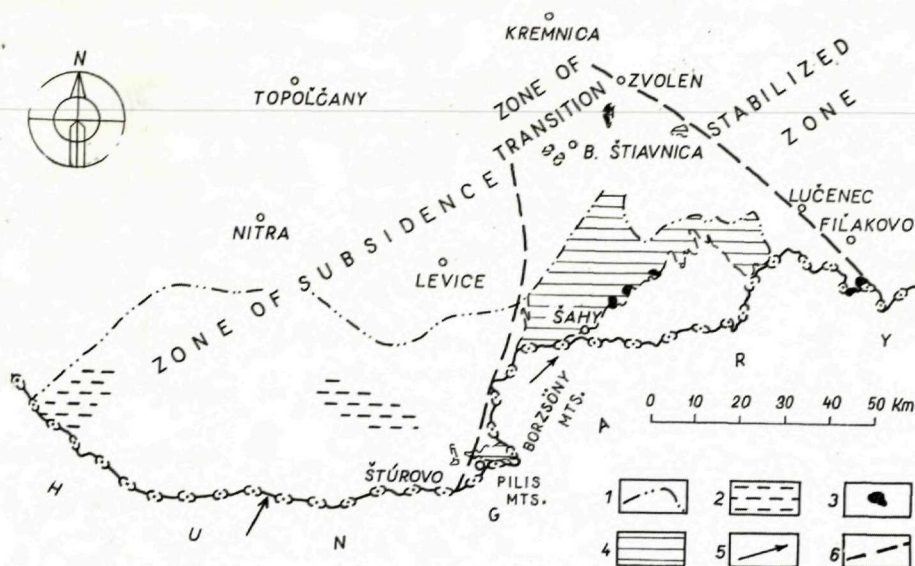


Fig. 2. Paleogeographic scheme of the Lower Tortonian. 1 — limitation of extension of the Lower Tortonian marine basin; 2 — centres of maximum subsidence, 3 — volcanic centres (extrusive bodies), 4 — region covered with redeposited volcanoclastic products, 5 — general direction of marine transgression, 6 — borderline among subsidence, transition, and stabilized zone.

ascending channels of the Lower—Tortonian volcanism. The replacement of the volcanic centres is linked with the westward migration of the subsidence. In the progress of the Lower—Tortonian volcanism there is a distinct tendency to increasing of basicity of products with the activity of more acid types in the southern and eastern parts, and of intermediary andesite types — in the western part. The process of tectogenetic turn in the evolution of the subsiding Neogene basins on the inner side of the West—Carpathian arch culminated at the end of the Lower Tortonian. The sea retreated from the major part of the Ipel depression and from the adjacent areas of the central-Slovakian neovolcanic area (the partial phase of the young-Styrian movements); while in the west, i. e. in the eastern part of the Danube lowlands, subsidence continued, and distinct deepening of the sedimentary basin (muds including *Ammussium denudatum* took place after the calming down of the andesite

volcanism with sporadic transport of fine acid material — (IIInd rhyolite phase?). The emerged SE part of the volcanic region and the adjacent areas with the accumulation of the products of the Lower—Tortonian volcanism was intensely denuded. Volcanic forms were destructed, and an extensive peneplanized relief arose. Locally the pre-Tertiary substratum was eroded as indicated by high content of the clastic material of the pre-Tertiary substratum in the overlying stratum of tuffitic sands distributed over the peneplanized relief.

### The third stage (fig. 3)

The new marine transgression penetrated into the southern part of the volcanic region (the western part of the Krupinská vrchovina highlands and Ipel depression) at the beginning of the Upper — or at the end of the Lower

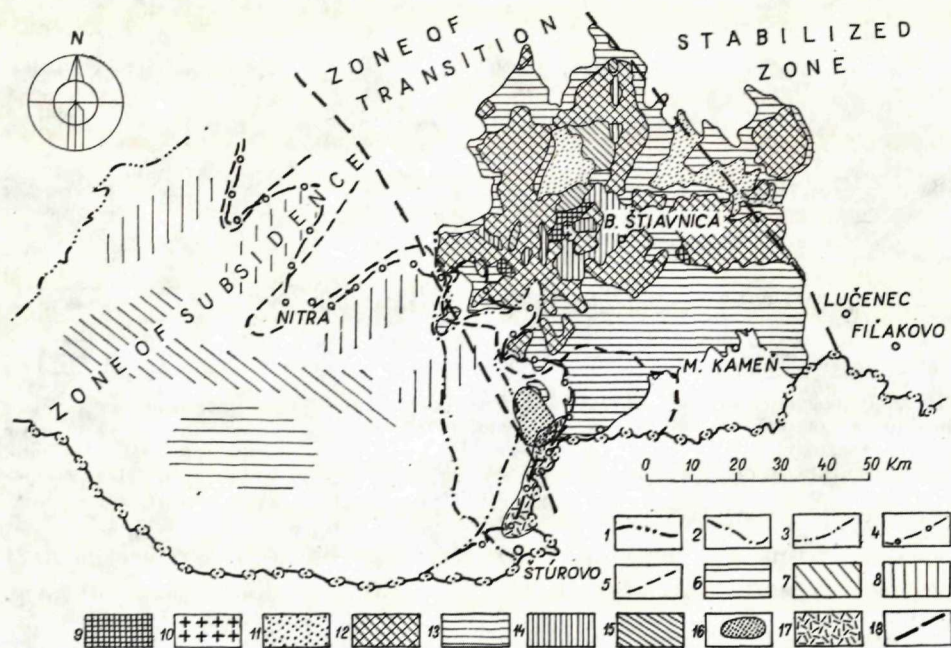


Fig. 3. Paleogeographic scheme of the Middle Tortonian — Pontian. 1—5 limitation of extension of deposits of Pontian, Pannonian, Sarmatian, and Upper Tortonian together (1), Pontian (2), Pannonian (3), Sarmatian (4), and Upper Tortonian (5); 6—8 centres of the maximum subsidence of the Pontian and Pannonian (6), Sarmatian (7), and Upper Tortonian (8); 9 — outcrops of the substratum in the volcanic area, 10 — granodiorite and diorite bodies (pre-Tertiary?), 11 — filling of the intravolcanic depressions, 12—13 products of intermediate andesite volcanism (IIInd, IVth phase): 12 — relicts of the stratovolcanic forms, 13 — region of redeposited volcanoclastic products; 14 — products of acidic andesite, andesite-dacite volcanism (IIIrd and. phase), extrusive forms (cumulodomes) predominate lava flows and pyroclastic products less frequent; 15—17 products of rhyolite and rhyodacite volcanism (IIInd and IIIrd rhyolite phase): 15 — extrusive bodies (predominate), and explosive products together (IIIrd rhyolite phase), 16 — pumiceous and ash deposits (IIIrd rhyolite phase), 17 — dttto of the IIInd rhyolite phase; 18 — borderline among the subsidence, transition and stabilized zones.

Tortonian. The transgression spread over the peneplanized volcanic relief. In this area the transgression caused the rise of predominantly shallow-water sediments including in their base the above mentioned strata of tuffitic sands with considerable amount of clastic material of the rocks of pre-Tertiary substratum. The eastward extension of the new marine transgression is considerably reduced in comparison with the Lower-Tortonian transgression. It is due to the continuous uplift tendency in the eastern part of the region, and the rise of volcanic apparatuses of the revived volcanism of the pyroxenic andesite (Čelovce). The rapid increase of the apparatuses conditioned the rise of morphologically dissected and dynamically changing volcanic relief. In the area out of the new transgression, in the eastern part of the neovolcanic region, volcanic forms developed in the fresh-water to terrestrial environment.

From this period, the products of rhyolite volcanism were found in the eastern part of the Danube lowlands. Their position between the Lower and Upper Tortonian was biostratigraphically proved.

Activity of the rhyolite volcanism corresponds to the period of the uplifting of the eastern part of the neovolcanic region. The subsiding centres migrated farther westwards in the course of the Upper Tortonian to Sarmatian. The westward migration of the centres of the main volcanic area is regularly linked with the replacement of the subsiding centres. In this western part the maximal development of volcanic forms together with the morphologically distinct



Fig. 4. Paleogeographic scheme of the Levantian-Quaternary. 1 — products of the final volcanism (basalt flows and pyroclastics), 2 — limitation of extension of the Levantian in the Danube lowland, 3 — borderline between the stabilized and subsided zones.

apparatuses took place. The maximal accumulations of the products of the acid-rhyolite to intermediate andesite volcanism may be found here.

From the centres of volcanic activity the area of Pohronský Inovec Mts, Vtáčnik Mts. are nearest to the area of subsidence; Štiavnické pohorie Mts. and Kremnické pohorie Mts. are farther away. The E part of the region is represented by less intense volcanic activity with its centres spatially dispersed.

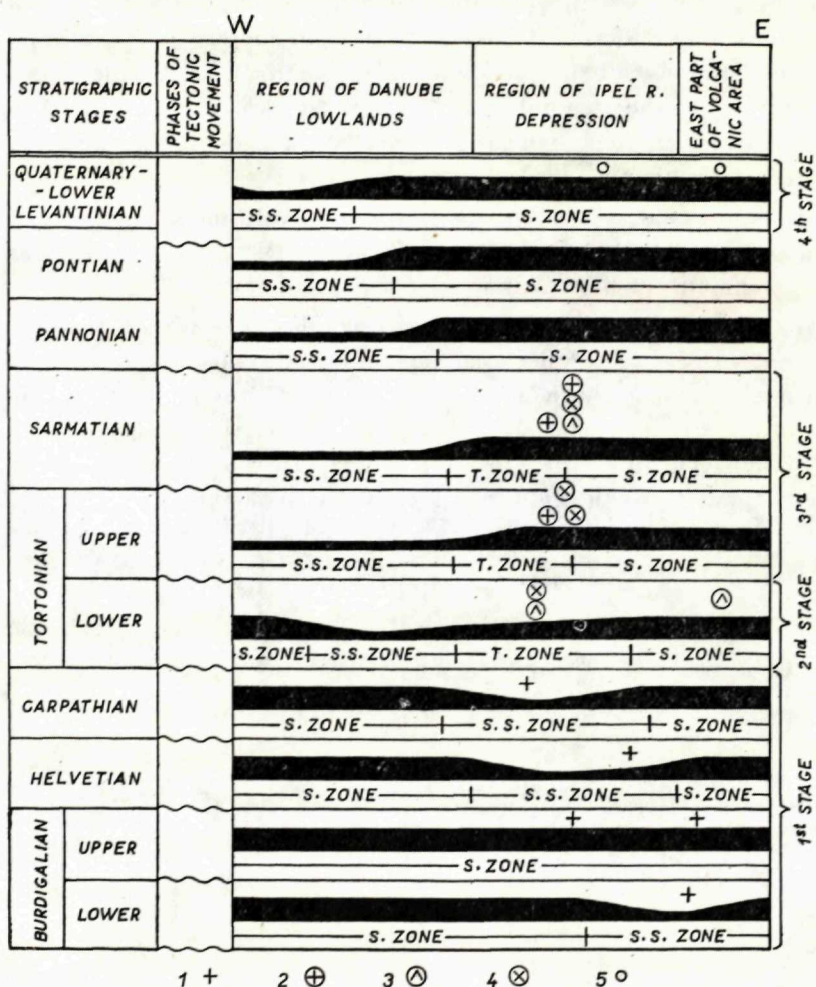


Fig. 5. Scheme of migration of the subsidence zones and the volcanic centres in the southern Slovakia (Burdigalian-Quaternary). 1 — position of the centres of the volcanic activity: 1 — sedimented rhyolite pyroclasts from the centres out of the treated region, 2 — centres of the rhyolite volcanism, 3 — of the acid andesite volcanism, 4 — of the intermediate andesite volcanism, and 5 — of the basalt volcanism. S. zone — stabilized zone, T. zone — zone of transition, S. S. zone — zone of subsidence.

The stratigraphic correlation of the activity of the volcanism of the intermediary andesite type (IIInd andesite phase) is possible on the base of the strata of the tuffs of pyroxenic andesite, resting on biostratigraphically proved Upper Tortonian and below the Lower Sarmatian.

In the areas of the main development of the volcanism there arose volcanic apparatuses of predominantly stratovolcanic type, and the complex polygene forms (multiple volcanoes) with the activity of greater member, of migrating centres (Konečný — Kuthan, 1968) were present there too.

With respect to the originally defined extent of the IIInd andesite phase, it is necessary to point out that the activity of the intermediary volcanism is known from the Lower Tortonian and from the period following the IIIrd andesite phase, as will be pointed out later on.

In the same area the products of rhyolite volcanism (strata of pumiceous tuffs; Ivan 1960; Vass — Gabčo 1965) were found in the Lower Sarmatian, indicate the active acid volcanism in the Lower Sarmatian. After the destruction of the products of predominantly intermediary andesite volcanism, there follows the more acid andesite volcanism (the IIIrd andesite phase) as indicated by extrusions of viscous volcanic masses. The time of this volcanic activity was correlated with the Sarmatian to the Pannonian, on the base of the palynologic investigations in the Štiavnické pohorie Mts. On the NE margin of the Danube lowlands, the products of intra-Sarmatian age may be considered the equivalents of this volcanism.

After the destruction of the products of the acid andesite volcanism there follows the new stage of pyroxenic volcanism (IVth andesite phase; Forgáč — Karolus — Karolusová — Konečný — Kuthan, 1968). Stratigraphic position of this volcanism has not been directly determined. The subsidence with the brackish-marine sediments was considerably farther from the centres of main effects of this volcanism. Direct correlation between them is not possible. They are supposed to be of younger age (perhaps the Upper Sarmatian) than the volcanism of more acid andesite (IIIrd andesite phase) volcanism.

The rhyolite volcanism (IIIrd rhyolite phase) indicated mainly by the extrusions of viscous masses cannot be immediately stratigraphically correlated. These bodies are in the centre of the volcanic area, shows lack of direct relations to the subsidence basins, and there is impossibility of direct correlation. On the ground of the occurrences of rhyolite tuffs in the eastern part of the Danube lowlands, in biostratigraphically determined Lower Sarmatian (as mentioned above) it may be supposed that these extrusions have the Lower-Sarmatian age, too. On the other hand, with respect to their younger

position in relation to the products of the youngest pyroxene-andesitic volcanism it is impossible to exclude their younger age.\*

The fourth stage (fig. 4)

The end of the subsequent stage of volcanism falls into the period of the culmination of the cratogenisation process and stabilization of the neovolcanic region together with the whole West-Carpathian area. Subsidence (in comparison with the Pannonian and Pontian) continues perhaps after a short interruption to a limited extent only in the central part of the Danube lowlands (the Kolárovo formation). On the stabilized blocks of the central-Slovakian neovolcanic region deep faults were formed (the final effect of the movements due to the stabilization of the formerly mobile area), that served as the feeding channels for the basalt volcanism of the final stage (Kuthan 1967). By means of effusive activity an extensive plateau was formed; sporadic explosive activity built monogene cinder cones and by mixed explosive-effusive activity — polygene forms (Konečný — Kuthan 1968).

The main activity of final volcanism, considerably reduced in comparison with the preceding stages, is localized to the eastern part of the central-Slovakian neovolcanic region. In its central part there were only sporadic occurrences of volcanism accompanied by the forms of monogene volcanism.

#### REFERENCES

- [1] Forgáč J. — Karolus K. — Karolusová E. — Konečný V. — Kuthan M. 1968: Subsequent and Finale Volcanism of West Carpathians (Middle Slovakian Region). In lit. — [2] Gabčo R. — Vass D., 1965: Vývoj neogénu medzi Dudincami a Želiezovcami. Správy o geologických výskumoch, r. 1964, 2, pp. 79—82. Bratislava. — [3] Ivan E., 1960: Poznámky k vývoju sarmatu s horninami diatomitového typu v Ipelskej tabuli. Geol. práce, Správy 19. pp. 125—130. Bratislava. — [4] Konečný V. — Kuthan M., 1968: Volcanic Forms and Types of the Neogene Volcanism. Geol. práce, Správy 44—45. — [5] Kuthan M. in Buday T. & coll., 1967: Regionálna geológia ČSSR, Vol. 2, part. 2., pp. 491—550. Academia Praha. — [6] Kuthan M. & coll., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXXI Nitra. pp. 1—171. Geofond, redakcia, Bratislava. — [7] Kuthan M. a kol., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII Zvolen. pp. 1—132. Geofond, redakcia, Bratislava. — [8] Marková M., 1963: Litológia vulkanogénno-sedimentárnych hornín z okolia Štúrova. Geol. práce, Správy 30., Bratislava. — [9] Seněš J., 1961: Paleographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. Geol. práce, zoš. 60, Bratislava. — [10] Vass D. — Marková M. — Fusán O., 1968: Dependence of the Development of Tertiary Basins etc. Geol. práce, Správy 44—45. — [11] Bagdasarjan G. P. — Vass D. — Konečný V., 1968: Results of absolute age determination ... etc. Geol. Zbor. 19/2, Bratislava,

\* Younger age than Lower Sarmatian has been proved by the absolute dating of the rhyolite extrusive body near Kremnička (Bagdasarjan — Vass — Konečný (1968).

LADISLAV ROZLOŽNÍK

## VÝVOJ NEOGÉNNEHO SUBSEKVENTNÉHO VULKANIZMU NA ÚZEMÍ ŠTIAVNICKÉHO OSTROVA

### Úvod

Pri štúdiu stredoslovenských vulkanitov okolie Banskej Štiavnice — Banskej Hodruše poskytuje vzácnu možnosť pre skúmanie spodných členov neovulkanického komplexu, vrátane podložia a subvulkanických foriem. Zároveň naskytuje sa možnosť štúdia vplyvu štruktúry podložia na priebeh ukladania produktov neogénneho subsekvantného vulkanizmu.

V okolí Banskej Štiavnice uprostred širokej oblasti, tvorenej stredoslovenskými vulkanitmi, vystupuje na povrch predneogénne podložie v podobe paleozoických a mezozoických útvarov i eocénu. Ide o známy tzv. *Štiavnický ostrov*. Predneogénna stavba ostrova sa líši od obvyklej stavby jadrových pohorí tým, že pred započatím vlastného subsekvantného vulkanizmu, pravdepodobne pred eocénom — teda v súvislosti s laramskou fázou, prenikla zhruba medzi kryštálický podklad a príkrovový obal pomerne rozsiahla intrúzia diorit-granodiorit-aplitickej povahy, ktorá tvorí dnešné jadro klenby „ostrova“. Toto konštatovanie oproti doterajším názorom, pripisujúcim tejto intrúzii neogénny vek, opiera sa o výsledky štúdia jej tektonického postavenia, kontaktných účinkov a o petrografickú podobnosť s rumunskými banatitmi (Rozložník 1961; Rozložník — Šalát 1963; Rozložník 1966).

V dôsledku kupolovitej stavby ostrova mladšie elementy, vrátane neovulkanitov, vystupujú koncentricky — periklinálne vzhľadom ku kulminačnému bodu elevácie, ktorá sa nachádza v oblasti Banského vrchu pri Banskej Hodruši, odkiaľ sa na východ prudko ponára do krupinskej a na západ do žiarskej depresie. Istý, aj keď miernejší ponor možno miestami pozorovať aj k severu a juhu.

Prvé produkty subsekventného neogénneho vulkanizmu v oblasti Štiavnického ostrova sa uložili na denudovaný a poeocénnou a predtortónskou eróziou pravdepodobne rozčlenený povrch. O tom svedčí útržkovité — nesúvislé vystupovanie eocénu pod vulkanickým pokryvom. Bázu neovulkanického komplexu tvoria produkty II. andezitovej fázy (podľa Kuthana 1964), menovite pyroxenický andezit (I) a pyroxenicko-amfibolický ( $\pm$  biotit, granát) andezit. Prvý vystupuje na východnom, severovýchodnom a severnom, druhy na západnom, juhozápadnom a južnom okraji „ostrova“. Na báze nenachádzame produkty starších fáz, ani pyroklastiká pyroxenických andezitov (I) v tzv. tufitovom a prechodnom vývoji, ktoré sú tak rozšírené v oblasti stredoslovenských vulkanitov (Kuthan 1964). Ak boli pôvodne vyvinuté, museli podľahnúť erózii.

Pomer medzi pyroxenickým andezitom (I) a pyroxenicko-amfibolickým ( $\pm$  biotit) andezitom zatiaľ sa nám nepodarilo jednoznačne objasniť. Ako sme uviedli, obe horniny ležia na báze, t. j. bezprostredne na predneogénnych sedimentoch, sú však priestorove diferencované. Jedna z nich (pravdepodobne pyroxenický andezit I) je zrejme staršia, miestami však podľahla úplnej erózii a odnosu. V centre a na bezprostrednom okraji elevácie Štiavnického ostrova nepozorovali sme na báze ani jedného ani druhého bazálneho produktu subakválne pyroklastiká. Pravda, štúdium vývoja pyroklastík na báze i vo vyšších polohách je sťažené pozdejšími propylitizačnými premenami, ktoré zotrelí mnohé pôvodné črty a, tak povediac, „homogenizovali“ rôznorodé polohy.

U pyroxenického andezitu I na báze, pokiaľ ju tvorí eocénny zlepenec, pozorovať zvláštny typ „pyroklastika“, úlomky — valúny rozpadnutého eocénneho zlepenca tmelené lávou.

Na báze pyroxenicko-amfibolického ( $\pm$  biotit) andezitu pozorovať zase tufové a lávové pyroklastiká o. i. s početnými fragmentmi zo sedimentov podložia. U oboch typov sa objavuje v celom profile niekoľko pyroklastických polôh, ktoré tvoria subaerické tufy s autigénnym materiálom v popolovitom tmele i v ostrohraných, zväčša lapilovitých úlomkoch. Okrem nich vyskytujú sa aj úlomky dioritických — kremenno-dioritických jemnozrnných hornín s ofitickou, alebo hypidiomorfne zrnitou, príp. porfyrickou štruktúrou, ale s mikrogranatickou základnou hmotou.

Medzi andezitmi, ktoré podľa všetkého patria k II. andezitovej fáze v zmysle klasifikácie Kuthana (1964), a prvým členom nasledujúcej III. andezitovej fázy, t. j. amfibolicko-biotitickým andezitom musel jestvovať značný hiát poznačený inverziou a eróziou. Erózia postúpila miestami tak ďaleko, že jej podľahol celý profil produktov II. andezitovej fázy, takže amfibolicko-bioti-



Obr. 1. Náčrt a vývoj Štiavnického ostrova v priebehu neogénu. I — štádium po uložení produktov II. andezitovej fázy; II — štádium po uložení produktov III. andezitovej fázy, vrátane intrúzie dacitov; III — súčasný stav. 1 — predneogénne elementy vcelku — podložie neovulkanitov (paleozoikum, mezozoikum a eocén), 2 — granodiorit, prípadne diorit (-banatity), 3 — produkty II. andezitovej fázy

vcelku (pyroxenický andezit a pyroxenicko-amfibolický ( $\pm$  biotit) andezit), 4 — produkty III. andezitovej fázy vcelku, okrem amf. biotitického dacitu t. j. (amf.-biotitický andezit, dacitoidný andezit a vrcholové andezity), 5 — amf.-biotitický dacit, 6 — produkty III. ryolitovej fázy (felsitický dacit a najmä ryolit), 7 — významnejšie zlomy.

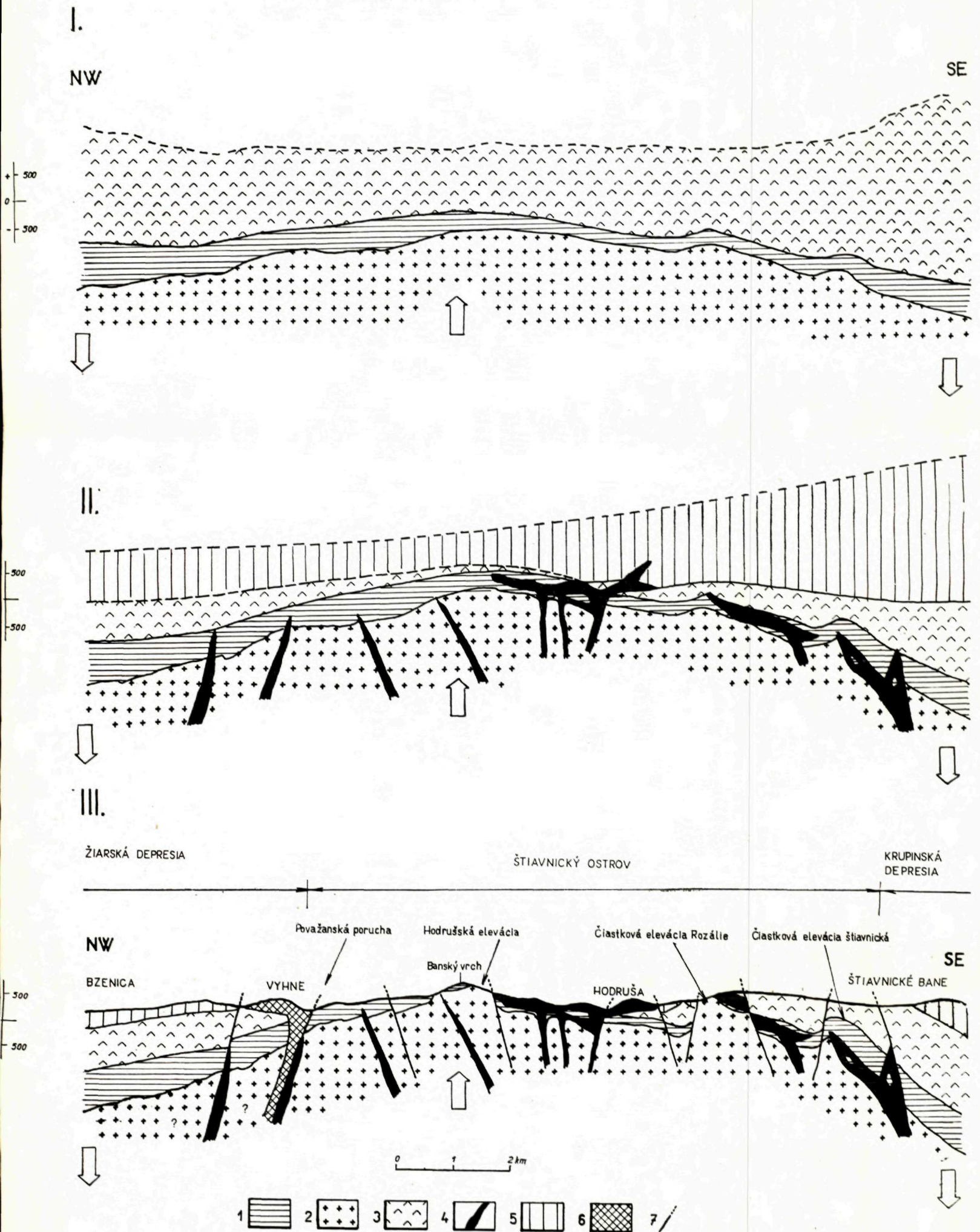
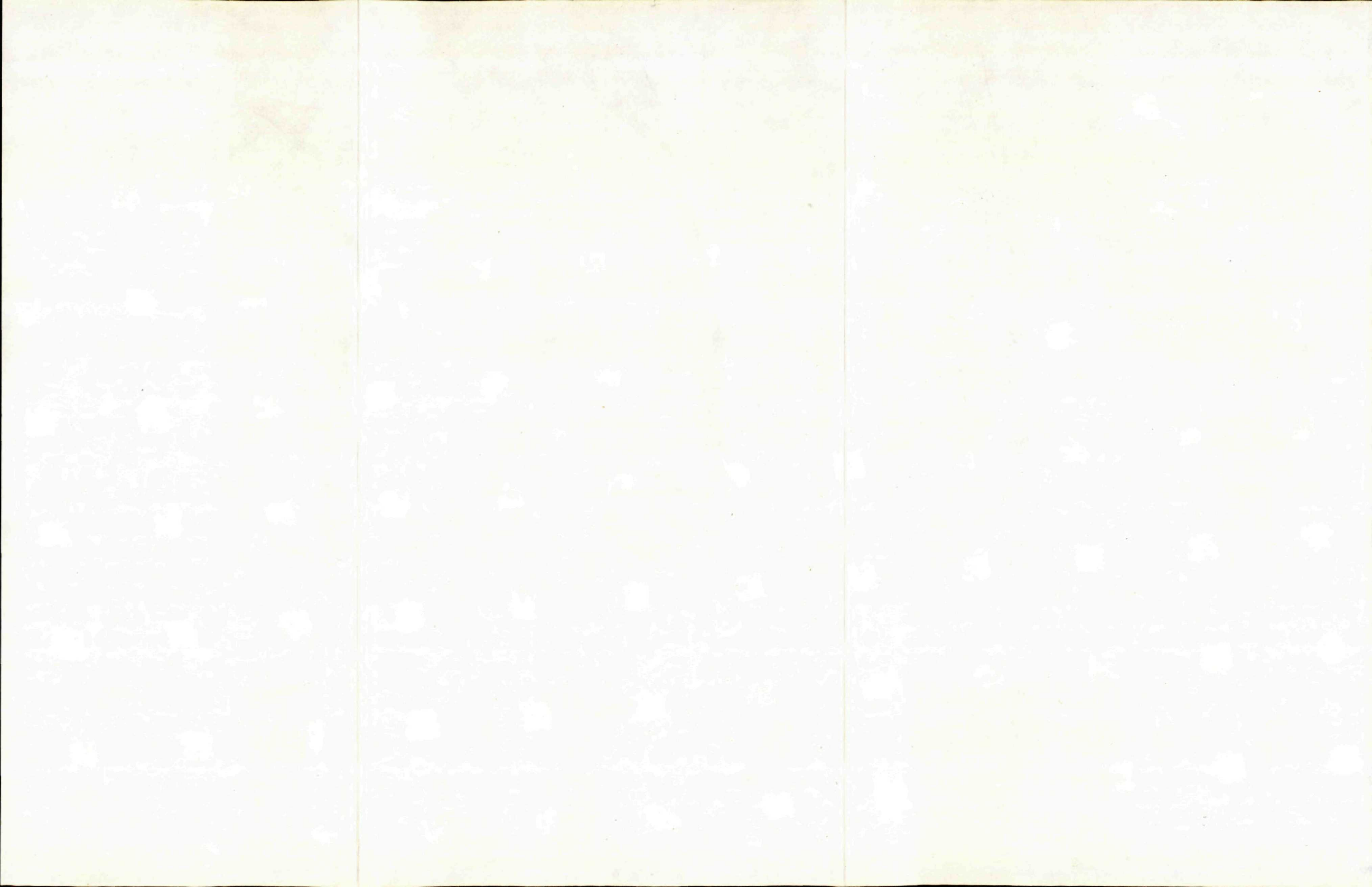


Abb. 1. (vgl. S. . . .). Skizzierung der Entwicklung der Štiavnica-Insel in der Neogen-Zeit. I — Stand nach der Absetzung der Produkte der II. Andesitphase, II — Stand nach der Absetzung der Produkte der III. Andesitphase, III — der rezente Stand. 1 — die präneogenen Gesteine im Ganzen — der Untergrund von Jungvulkaniten (Paleozoikum, Mesozoikum, Eozän), 2 — Granodiorit, event. Diorit (-baratite), 3 — Produkte der II. An-

desitphase im ganzen (Pyroxenandesit und Pyroxen-Amphibol ( $\pm$  Biotit-Andesit), 4 — Produkte der III. Andesitphase im ganzen, ohne amphibol-biotitischen Dacit (amphibol-biotitischer Andesit, dacitoider Andesit und die sog. Gipfelandesite — vgl. auch Rozložník — Slavkovský 1968), 5 — amphibol-biotischer Dacit, 6 — Produkte der III. Rhyolithphase (felsitischer Dacit und besonders Rhyolith), 7 — bedeutendere Brüche.



tický andezit miestami nasadá na predneogénny sedimentárny podklad, prevažne však na zbytky pyroxenického andezitu (I) — (východná a severná časť ostrova), alebo na zbytky pyroxenicko-amfibolického ( $\pm$  biotit) andezitu (západná a južná časť ostrova). Až na severnú časť, na báze všade sú tufové pyroklastiká s bombičkami. Vo východnej časti územia Paradajz — Banište uprostred aglomerátov pozorovať nie mocný subakvatický vývoj pyroklastík v podobe tufitov dokonca s uhoľnou substanciou. Nad bazálnou časťou ďalšie pyroklastické polohy už neboli pozorované. Neznamená to však, že neboli vyvinuté, avšak museli podľahnúť erózii spolu so súvislými vyvrhnutinami amfibolicko-biotitického andezitu (značného množstva) ešte v priebehu vulkanickej činnosti. S výlevmi amfibolicko-biotitického andezitu je pravdepodobne spojený aj vznik dacitoidného andezitu.

Ďalším výrazným predstaviteľom III. andezitovej fázy je amfibolicko-biotitický dacit. Je to prakticky jediný predstaviteľ neogénneho subsekventného vulkanizmu na Štiavnickom ostrove, ktorý vytvára vo väčšom množstve výlučne iba subvulkanické formy. Tým dacit predstavuje významný tektonický indikátor a oporný horizont pre určenie sukcesie mladotretohorných vulkanitov. Dacit prichádza predovšetkým v podobe pravých žíl, prerážajúcich granodiorit, diorit, sedimentárny predneogénny pokryv i produkty neovulkanitov II. fázy, ba aj amfibolicko-biotitický andezit a dacitoidný andezit III. fázy. Mocnosť dacitových žíl pohybuje sa od dm až po niekoľko desiatok metrov. Kartograficky sme vymedzili okolo 160 takýchto žíl. Ich skutočný počet je oveľa väčší, mnohé pre malú mocnosť nemohli byť zaregistrované. Okrem pravých jestvujú aj mohutné ložné žily dacitov, príp. telesá podobné lakolitom, ktoré sa koncentrujú do zóny sedimentárneho komplexu zovretej medzi granodioritový masív a vulkanický komplex, pričom vyhladávajú oslabené zóny sedimentárneho komplexu vzniknuté v priebehu sunutia príkrovov.

Porfyrická štruktúra dacitov so základnou hmotou relatívne vysokej kryštalinity odpovedá subvulkanickým podmienkam tuhnutia a svedčí o tom, že nad dnešnou erózióvnou úrovňou musel jestvovať pomerne mocný komplex amfibolicko-biotitického andezitu. Tento komplex však musel podľahnúť intenzívnej erózii ešte pred ukladaním tzv. vrcholových andezitov (tiež „pyroxenický“ andezit II), lebo posledné ležia miestami na pyroxenicko-amfibolickom ( $\pm$  biotit) andezite II. andezitovej fázy, alebo na báze amfibolicko-biotitického andezitu III. fázy (podrobnosti o postavení vrcholových andezitov pozri v práci Rozložník — Slavkovský 1968). Aj u vrcholových andezitov báza je pyroklastická a u súvislých vyvrhnutí silne vitrofyrická. Vrcholové andezity sú známe súvislejšie iba zo SZ časti ostrova.

Amfibolicko-biotitický andezit má, a zrejme aj mal, v porovnaní s vrcholo-

vými andezitmi oveľa mohutnejší vývoj, koncentrujúc sa skôr na východnom a severnom okraji ostrova.

Posledným produktom neogénneho subsekventného vulkanizmu na území Štiavnického ostrova sú ryolity (III. ryolitová fáza podľa Kuthana 1964) a felzitický dacit. Posledný je najskôr akýmsi predvojom ryolitov. Aj pred erupciami ryolitov muselo dôjsť k inverzii reliéfu a jeho deštrukcii. Ryolity sa ukladajú na jednom mieste na pyroxenický andezit I, inde na pyroxenicko-amfibolický andezit I a jeho pyroklastiká, alebo na amfibolicko-biotitické andezity, príp. na pyroxenické andezity II a napokon na felzitický dacit. Výstup ryolitov je preukázateľne kontrolovaný mohutnou tzv. považanskou poruchou, ktorá zároveň predstavuje tektonickú hranicu Štiavnického ostrova v užšom slova zmysle na severozápade a západe.

K subsekventnému vulkanizmu patria aj produkty rozsiahlej hydrotermálnej činnosti, ktorá sa na Štiavnickom ostrove prejavila v podobe hydrotermálnych premien (propylitizácia, silifikácia, deuterotrachytizácia), ako aj v podobe rudných žíl polymetalického Au-Ag-Pb-Zn-Cu charakteru známeho bansko-štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. Hydrotermálnu rudotvornú činnosť vekove viažeme na vyznievanie erupcie ryolitov a tektonicky na intenzívnu trieštivo-zlomovú tektoniku, ktorá sa uplatnila po skončení ryolitového vulkanizmu a v podstate dovŕšila tektonický vývoj.

#### *Rekonštrukcia tektonického vývoja Štiavnického ostrova v priebehu neogénu*

Ak porovnáme následnosť a celkový vývoj neovulkanitov Štiavnického ostrova a širšej oblasti stredného Slovenska, môžeme konštatovať analógiu čo do následnosti i čo do charakteru. Rozdiel je však v tom, že na ostrove je ich vývoj spravidla iba rudimentárny (dokonca niektoré členy na ostrove chýbajú), a to preto, lebo kým v okrajových častiach (napr. v žiarskej a krupinskej depresii) dochádzalo k ustavičnej subsidencii, predstavoval ostrov, až na malé epizódy, oblasť relatívnej emerzie. Preto jednotlivé produkty sa ukladali v menších mocnostiach a po ich vzniku došlo k intenzívnejšej deštrukcii (miestami až k úplnej). Takto nielen medzi fázami, ale aj medzi členmi v rámci tej istej fázy dochádza k značným hiátom a diskordanciám. Túto skutočnosť ilustruje schéma vývoja subsekventného neogénneho vulkanizmu na území Štiavnického ostrova (príl. I) a schéma etáp morfofotektonického vývoja. Výzdvihovú tendenciu ostrova v priebehu celého neogénu a relatívne poklesávanie na východnej a západnej časti dobre sledovať aj na postupnom pribúdaní mocností produktov od centra k okrajom.

Vývoj Štiavnického ostrova v priebehu neogénu mimoriadne ovplyvnili

## Schéma vývoja subsekventného neogenného vulkanizmu na území Štiavnického ostrova

Fáza v zmysle Kuthana (1964)	Produkty	Forma vystupovania	Priestorové rozloženie	Tektonomorfný vývoj	Poznámka
II. andezitová	pyroxenický andezit (I)	príkrovy s pyroklastikami	hlavne S a V časť ostrova	deštrukcia (?)	
	pyroxenicko-amfibolický (± biotit) andezit	príkrovy s pyroklastikami	hlavne Z a J časť ostrova		
-----					
III. andezitová	amfibolicko-biotitický andezit	príkrovy (pyroklastiká iba na báze)	hlavne S a V časť ostrova	subsidencia	tuftický jazerný vývoj na báze
	dacitoidný andezit	príkrovy	centrálna časť	?	(len málo pyroklastík)
	dacit amfibolicko-biotitický	žily, dajky, lakolity	celý ostrov	výzdvih s intenzívnou triestívnou zlomovou tektonikou	len subvulkanické formy
	„vrcholové“-pyroxenické andezity II.	príkrovy	pravdepodobne Z časť ostrova	deštrukcia	pyroklastiká iba na báze
-----					
III. ryolitová	felzitický dacit a ryolity	kopy, žily	zlomy, najmä Považanská porucha	výzdvih deštrukcia intenzívna triestívná tektonika	
	produkty hydrotermálnej činnosti	žily	zlomy	výzdvihovanie a deštrukcia až po recent	

zlomy, viazané na dve etapy: dacitovú a podacitovú (Rozložník 1968). Prvá súvisí s intrúziou dacitov (II. etapa na prílohe), podacitová s erupciami ryolitov a s hydrotermálnou rudotvornou činnosťou na konci subsekventného vulkanizmu. Založenie oboch súvisí s vyzdvihovaním rigidného jadra elevácie Štiavnického ostrova, tvoreného banatitmi spomínanými v úvode. Zlomy zvýraznili kľučenie elevácie z pôvodného pomeru 1 : 16 až na 1 : 6 a tým urýchlili deštrukciu produktov v kupolovitej časti. Napätia vzniknuté v plášti banatitov pri vyzdvihovaní spôsobili vznik početných väčších-menších trhlín, do ktorých vnikli pravé i ložné žily dacitov a v druhej etape hydrotermálne roztoky, ktoré spôsobili rozsiahle hydrotermálne premeny a založenie rudných telies. Vyzdvihovanie ostrova trvá podnes, o čom svedčia terasy zanechané bystrinami vo výškach 600 m.

## Záver

Aj keď vo vývoji petrografických typov neovulkanitov a ich časovej následnosti na území Štiavnického ostrova možno nájsť veľa spoločných rysov s vývojom ostatných oblastí stredoslovenských vulkanitov, treba vyzdvihnúť odlišný tektonický režim v priestore ich akumulácie, spočívajúci v tendencii emerzie Štiavnického ostrova prakticky v priebehu celej doby neovulkanickej činnosti, resp. v jeho chovaní sa v úlohe „pevného“ ostrovného bloku s poklesávaním jeho periférie — žiarskej a krupinskej depresie. V tom treba vidieť príčinu vystupovania našich neovulkanitov v podobe reliktov a príčinu neúplnosti profilov. Diskontinuitný vývoj neovulkanitov na Štiavnickom ostrove nevyplýva iba z povahy undačného subsekventného vulkanizmu Karpát v zmysle Kuthana (1958), ale aj z tektonického režimu, resp. z podkladu, na ktorom sa akumulovali jeho produkty. Z práce je tiež zrejmé, že vlastný Štiavnický ostrov nebol (najmä v priebehu II. andezitovej fázy) prerázaný väčšími prírodnými kanálmi, ktoré by mali spojenie s povrchom.

Lektoroval Ing. J. Štohl.

*Katedra geológie a mineralógie  
Baníckej fakulty VŠT, Košice*

## LITERATÚRA

- [1] Andrian F. F., 1866: Das südwestliche Ende des Schemnitzer-Kremnitzer Trachytstocks. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [2] Böckh H., 1901: Vorläufiger Bericht über das Alterverhältnis der in der Umgebung von Selmeczbánya vorkommenden Eruptivgesteine. Földtani Közlöny, Budapest. — [3] Ďuratný S. — Fusaň O. — Kuthan M. — Plančár I. — Zbořil L., 1965: Untersuchung der neovulkanischen Komplexe der Westkarpathen durch geophysikalische Methoden. Geol. práce, Správy 36. Bratislava. — [4] Judd W., 1876: On the ancient volcano of the district of Schemnitz. London. — [5] Fiala Fr., 1933: O súčasnom stave geologického výzkumu Slovenského stredohoří. Sborník II. sjezdu geografů, Bratislava. — [6] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretohorného vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [7] Kuthan M., 1963: Tectonic deformations of the Central Slovakia Neovolcanic Region and the Volcanism and Tectonics. Geol. práce, Správy 28. Bratislava. — [8] Kuthan M., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape 1 : 200 000 M-34-XXXI Nitra. Bratislava. — [9] Lipold M. V., 1867: Der Bergbau von Schemnitz in Ungarn. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [10] Pettkó J., 1853: Geologische Karte der Gegend von Schemnitz. Abhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien. — [11] Rath G., 1877: Über die massigen Gesteine von Kremnitz und Schemnitz. Sitzungsberichte d. Niederrh. Ges. f. Natur- und Heilkunde, Bonn. — [12] Rozložník L., 1961: Ročná správa o geologicko-výskumných prácach vykonaných v r. 1961 na probléme „Výskum hornín Štiavnického ostrova“. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [13] Rozložník L. — Šalát J., 1963: Stratigraficko-tektonická pozícia banatitov na Štiavnickom ostrove. Sborník vedeckých prác VŠT v Košiciach. — [14] Rozložník L., 1966: Záverečná správa — výskum hornín Štiavnického ostrova. Rukopis;

Geofond, Bratislava. — [15] Rozložník L. — Slavkovský J., 1968: Príspevok k postaveniu tzv. vrcholových andezitov v rámci neovulkanitov Slovenského stredohoria. Geol. práce, Správy 46. Bratislava. — [16] Rozložník L., 1969: Fault tectonics of Štiavnica horst. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [17] Szabó J., 1891: Selmező kőnyékének geológiai leírása. Budapest.

LADISLAV ROZLOŽNÍK

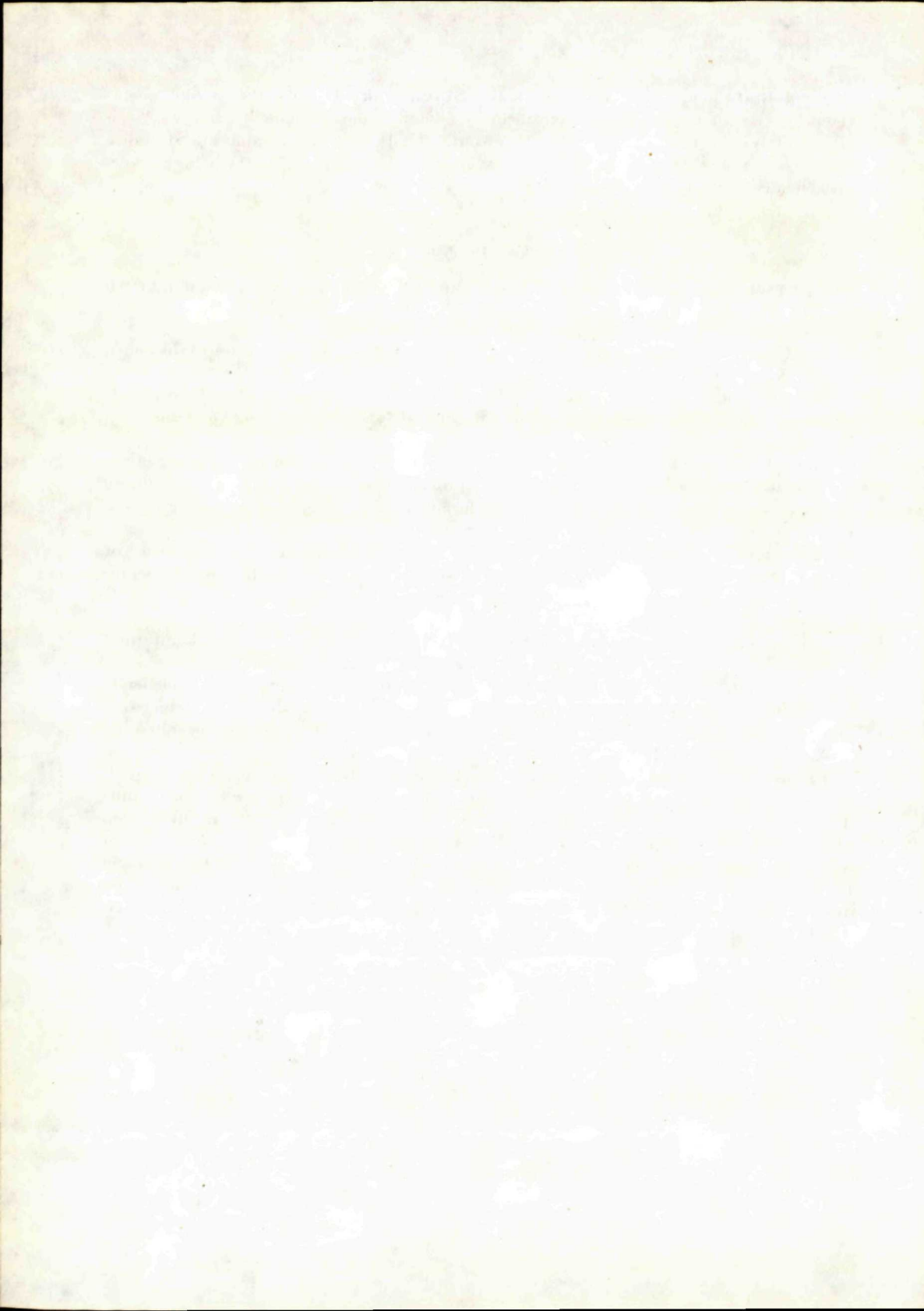
## DIE ENTWICKLUNG DES NEOGENEN SUBSEQUENTEN VULKANISMUS IM RAUME DER ŠTIAVNICA—INSEL

Die Umgebung von Banská Štiavnica — Banská Hodruša im mittelslowakischen jungvulkanischen Massiv bietet eine der seltenen Gelegenheiten, die Liegendgesteine des jungvulkanischen Komplexes, inclusive Untergrund und subvulkanische Formen, wie auch den Einfluss der Struktur des Untergrundes auf den Verlauf der Absetzung von Produkten des neogenen subsequenten Vulkanismus zu studieren.

In der Umgebung von Banská Štiavnica (Schemnitz) inmitten der breit ausgedehnten mittelslowakischen vulkanischen Massen tritt nämlich das Substrat, vertreten durch paläozoische, mesozoische und eozäne Gebilde zutage und bildet die sog. Štiavnica—Insel. Der vorneogene Bau dieser Insel unterscheidet sich von jenem der übrigen Kerngebirge dadurch, dass vor dem eigentlichen subsequenten Vulkanismus, also etwa vor dem Eozän, im Zusammenhang mit der laramischen Phase war zwischen den Kristallinen Untergrund und die deckenartige Hülle eine mächtige Intrusion diorit-granodiorit-aplitischen Charakters vorgedrungen, die den heutigen Kern „der Insel“ bildet.

Obwohl die Entwicklung der petrographischen Gesteinstypen der Jungvulkanite und deren zeitliche Nachfolge im Raume der Štiavnica—Insel manche ähnliche Merkmale aufweisen mit übrigen mittelslowakischen Neovulkaniten, beruht das abweichende tektonische Regime dieses Raumes in der Tendenz der Štiavnica—Insel zur Emmersion praktisch während der ganzen jungvulkanischen Tätigkeit, bzw. in ihrem Verhalten als ein „fester“ (stabiler) Block mit absinkender Tendenz ihrer Randgebiete — der Žiar- und Krupina—Depression. Darin ist auch die Ursache zu suchen, warum da die Neovulkanite nur als Relikte erscheinen und keine vollständige Profile bilden. Die Diskontinuität der neovulkanischen Entwicklung auf der Štiavnica—Insel ist nicht nur durch den Charakter des subsequenten Undationsvulkanismus (im Sinne Kuthans 1958), sondern auch durch das tektonische Regime der Liegendschichten verursacht, auf welche seine Produkte akkumuliert hatten. Aus den Ausführungen ist es auch offensichtlich, dass die eigentliche Štiavnica—Insel (besonders während der II. Andesitphase) von grösseren Aufstiegskanälen, die eine Verbindung mit der Oberfläche hätten, nicht gestört werden konnte.

*Lehrstuhl für Geologie u. Mineralogie  
der Bergbaumännischen Fakultät,  
Košice*





JOZEF VOZÁR

## VULKANOKLASTICKÝ MATERIÁL V MEZOZOIKU V PODLOŽÍ NEOVULKANITOV JUŽNE OD BANSKEJ ŠTIAVNICE

**Abstrakt.** V práci sú uverejnené výsledky výskumu vulkanoklastických elementov uprostred mezozoika v podložia stredoslovenských neovulkanitov. Na základe petrografického a litologického výskumu sa predpokladá, že výskyt týchto vulkanických hornín súvisí s vulkanickou činnosťou v južných gemeridách a v pohorí Bükk, resp. s obdobnými vulkanoklastickými sedimentmi v severogemeridnom mezozoiku.

V rokoch 1967—1968 som študoval komplexy mezozoika z podložia neovulkanitov južne od Banskej Štiavnice, kde bolo situovaných a odvrtných päť štruktúrnych vrtoch: ŠV-6, ŠV-8, KOV-33, KOV-39, KOV-40, z ktorých iba tri posledné zastihli a prevrtali mezozoické horniny: vrt KOV-33 (oblasť šachty Kristína; petrograficky študoval Pástor) v hĺbke 493,6—548,5 m; vrt KOV-39 (južne od Štiavnických Baní) v hĺbke 588,0—965,5 m a vrt KOV-40 (Podsitiánska) v hĺbke 1 009,0—1 553,5 m (v oboch vrtoch mezozoikum študoval autor). Vrtmi overené mezozoikum je z podložia obmedzené epimetamorfovaným kryštalinikom a z nadložia tenkým súvrstvom paleogénu (10—15 m), prikrytým mohutnými komplexami neovulkanitov.

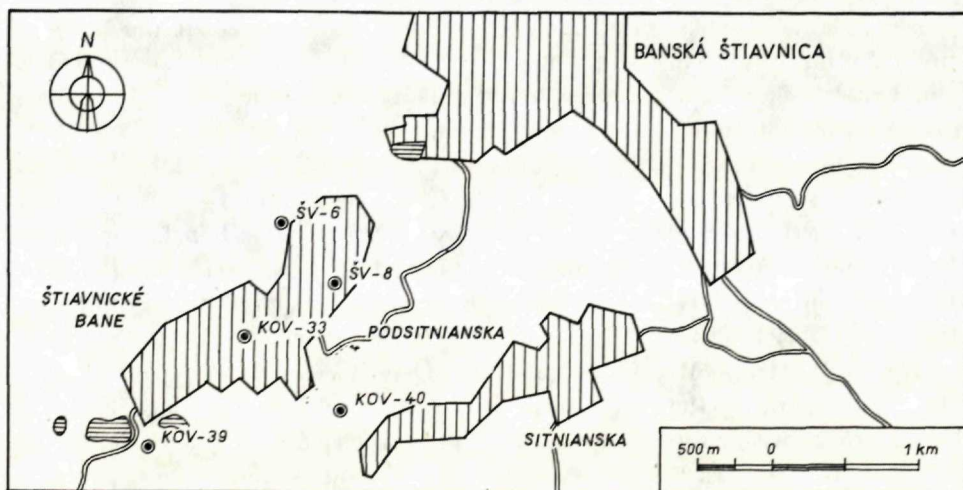
Výskyt mezozoika v podloží neovulkanitov v oblasti Štiavnických Baní nie je v širšom areáli Banskej Štiavnice jediný. Ako je známe z literatúry, v minulosti sa zistil rad izolovaných výskytov v strednej — banskoštiavnickej i v severnej — hodruško-vyhnianskej oblasti buď v podloží neovulkanitov, alebo priamo na povrchu. Ich štúdiom sa zaoberali predovšetkým Štohl (1956—1962, 1965—1967), Biely (1962—1965), Rozložník (1961—1966), Koděra — Pástor — Michalenko (1966), Ďuratný — Fusán — Kuthan — Plančár — Zbořil (1965—1967), J. Kamenický (1967) a Pástor (1968). Autori zväčša uvádzajú zastúpenie nanajvyš troch základných tektonických jednotiek. Rozložník (1961—1966) vymedzil vrchné — klokočské a spodné — vyhnianske vrstvy, prvé povahy karbonát-slienito-flovitých, druhé piesčito-kremito-flovitých sedimentov; medzi oboma je pozvoľný prechod, miestami

i vzájomné zastupovanie. Biely (1962—1963) v oblasti Vyhien a Hodruše definoval nasledovné tektonické jednotky: 1. tribečská séria; 2. zliechovská séria; 3. čiernovážska séria. Štohl (1956—1962, 1965—1967) prijíma názory oboch citovaných autorov a v práci z r. 1965 vrstvy klokočské i vyhnianske zaraduje ku krížňanskému, resp. chočskému príkrovu (pozri tiež Rozložník 1966). Len Biely (1964) pripúšťa na základe výskumu mezozoika v oblasti Levíc možnosť zastúpenia mezozoika choč-gemeridného vývinu v južnej časti stredoslovenských neovulkanitov.

Citovaní autori výskyty mezozoika v širšom okolí Banskej Štiavnice priraďujú k spodnému a strednému triasu. Rozložník (l. c.) na základe prítomnosti sadrovcových polôh sa domnieva, že ide miestami aj o keuper krížňanského príkrovu. Ani jedna práca sa nezmieňuje o prítomnosti vulkanoklastického materiálu v mezozoických sedimentoch. Iba J. Kamenický (1967) z materiálu dodaného J. Štohlom popísal kalcitický serpentinit (podľa novšieho osobného oznámenia serpentinit ako teleso v stredotriasových vápencoch v profile štólne Ferdinand).

Študovaný segment mezozoika v podloží neovulkanitov v oblasti Štiavnických Baní (Piarg) je pravdepodobne izolovaný od obdobných výskytov severne v oblasti vlastnej Banskej Štiavnice; svedčí o tom neprítomnosť mezozoických hornín v štrukt. vrtoch ŠV-6, ŠV-8 (porovnaj Burian a kol. 1968). Najkompletnejší obraz o litologickom profile podložného mezozoika v oblasti Štiavnických Baní poskytujú štruktúrne vrty KOV-39, KOV-40.

Najmladším zachovaným súvrstvím mezozoika sú svetlo a tmavošedé masívne, alebo len lokálne slabo zbrídlíčatené vápence, čiastočne dolomitizova-



Obr. 1. Situačná mapa štrukt. vrtov v oblasti južne od Banskej Štiavnice, lok. Štiavnické Bane (Piarg) (podľa správy J. Buriana z r. 1968).

né — dolomitické vápence. Dolomitizácia je neúplná a nerovnomerne intenzívna; nemožno vylúčiť jej vzťah k hydrotermálnym procesom. Vek karbonátov je stredotriasový.

Spodný trias reprezentujú: 1. slienité, slienito-ílovité a slienito-piesčité sedimenty, ktoré prevládajú vo vrchnej časti. Do tejto skupiny hornín možno zaradiť aj polohy bridličnatých vápencov, slienitých vápencov, oolitické vápence a vápence s krinoidovými článkami; 2. piesčito-ílovité, ílovité a ílovito-piesčité sedimenty rovnomerne zastúpené v celom profile; 3. piesčité polymiktné a kremité sedimenty zväčša psamitickej zrnitosti prevládajú síce v bazálnej časti, ale tvoria tenké vložky aj vo vrchných partiách.

Podstatným poznatkom zo štúdia profilov vrtovej je zistenie pozvoľných hraníc medzi jednotlivými typmi spodotriasových sedimentov a ich vzájomné striedanie v mm — m polohách. Predovšetkým v ílovitých a slienitých partiách sa zistili polohy anhydritu — sadrovca a evaporit-ílovitých intraformačných brekcií. Intraformačné brekcie bez evaporitov sa vyskytujú hlavne v slienitých, slienito-ílovitých, ílovitých, menej ílovito-piesčitých sedimentoch v celom profile mezozoického segmentu.

V súvislosti s touto stručnou charakteristikou mezozoických hornín treba ešte dodať, že celý komplex je prestúpený rôzne silnými žilkami epidotu, epidot-kalcit-chloritu, najhojnejších v ílovitých, ílovito-piesčitých a slienitých sedimentoch, ktoré sú často epidotizované a chloritizované.

V materiáli z profilov štruktúrnych vrtovej KOV-39, KOV-40 sa vulkanoklastický materiál zistil v súvrství ílovitých, slienitých a piesčitých sedimentov vo forme lamín (mm až cm hrúbky), ktoré sa často striedajú s nevulkanickým materiálom. Vulkanoklastický materiál je mikrogradačne zvrstvený. Hustota lamín a koncentrácia materiálu je veľmi nepravidelná.

V profiloch vrtovej KOV-39, KOV-40 sa vulkanoklastický materiál zistil v týchto hĺbkach:

KOV-39: 632,0—693,0 m	KOV-40: 1 009,0—1 016,0 m
727,6—789,0 m	1 069,0—1 087,0 m
805,0—855,0 m	1 091,0—1 103,0 m
898,0—950,0 m	1 107,0—1 130,0 m
	1 150,0—1 268,8 m

Vulkanický materiál reprezentujú hlavne kryštaloklasty kremeňa (75 %), menej kyslé plagioklasty (max. 25 %). Prítomnosť jemného popola vo forme vulkanického skla je diskutabilná. Za súčasného stavu poznatkov je jediným spoľahlivým dokumentom kremeň, v ojedinelých prípadoch i živce.

Charakter obmedzenia jednotlivých zrn kremeňa i živcov je rovnaký. Ide o úlomkový materiál, z ktorého len asi 25 % má hypidiomorfné obmedzenie so znakmi korózie a s uzavreninami sericitu ako reliktu po raste pôvodnej

výrastlice pri kryštalizácii. Korozívne zálivky so sericitickým lemom boli pozorované aj u kryštaloklastov, ktorých obmedzenie vôbec nepripomína pôvodný tvar minerálneho jedinca; ide o úlomky s nepravidelným ostrohranným obmedzením — cca 30 až 40 % zo všetkého vulkanoklastického materiálu, pričom 35—45 % predstavuje úlomkovitý materiál (ostrohranný, šablíčkovité kremene a pod.), o ktorom sa možno iba domnievať, že je vulkanického pôvodu. Tento materiál sa však zistil vždy spolu s predošlým.

Kremenné zrná zhášajú priamo; len asi 5—10 % zrn javí slabé undulózne zhášanie, ktoré môže byť dôkazom dynamickej deformácie. V niektorých partiách mezozoického komplexu sa pozorovali aj rozpukané kryštaloklasty kremeňa. V takom prípade býva drobnozrnný sericit-kremitý agregát sprievodným zjavom ako výplň pukliniek a lem zrn i fragmentov. Kremeň bol identifikovaný u vhodných rezov aj zistením opt. charakteru minerálu a zóny (ch. m. +, ch. z. +).

Živce, ako už bolo spomenuté, sú zastúpené albitom a oligoklasom (identifikované u vhodných rezov metódou symetrickej zóny). Obdobne ako kremeň, v tlakove viac exponovaných partiách mezozoického komplexu sú zrná — kryštaloklasty živcov rozpukané. Sericit je sprievodným zjavom živcov, u ktorých možno pozorovať až 60 %-nú sericitizáciu; okrem toho sericit vyhojuje aj drobné puklinky.

Hrúbka zrna vulkanoklastického materiálu je u kremeňa max. 1,5 mm, u živcov max. 1,0 mm. Tento materiál, ako už bolo spomenuté, sa koncentruje v tenkých laminách, ktorých vnútorná stavba zväčša pripomína gradačné zvrstvenie s pomerne ostrou hranicou voči podložiu a s pozvoľnou hranicou voči nadložiu. Obsah vulkanického materiálu v laminách činí 5—35 %. Okrem neho sa na stavbe lamín podieľa aj nevulkanický materiál, totožný s okolitým sedimentom, zväčša ílovitej, ílovito-slienitej, slienitej, ílovito-piesčitej povahy.

Vulkanický materiál v mezozoických sedimentoch uprostred stredoslovenských neovulkanitov južne od Banskej Štiavnice stavia tektonickú príslušnosť jednotlivých krýh mezozoika do nového svetla. Úplný nedostatok permu s melafýrmi, charakteristického pre chočský príkrov a na druhej strane prítomnosť vulkanoklastického materiálu v prevŕtanom mezozoiku — pravdepodobne spodnom triase, potvrdzuje domienku Bieleho (1964), že prítomnosť mezozoika gemeridného vývinu v tejto oblasti nie je vylúčená. Nami študované výskyty mezozoika v podloží neovulkanitov južne od línie Banská Štiavnica — Štiavnické Bane — bátovecká depresia možno považovať za gemeridné. Faciálna príbuznosť (hlavne vulkanoklastický materiál) a pozícia študovaného mezozoika javí určitú analógiu s mezozoikom série Drienka, prípadne muránskeho plató (Bystrický 1963; Slavkay 1963, 1965). Obdobný

charakter vulkanoklastického materiálu, ktorý spomína zo severogemeridného mezozoika Biely (1967), ako aj vulkanoklastický materiál popísaný Kuthanom (1959) z južnej časti Gemera možno dať (spolu s našimi výsledkami) do súladu s vulkanickou činnosťou v triase najvnútornejšieho pásma Západných Karpát.

Lektorovali dr. O. Fusán, CSs.

*Geologický ústav D. Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Balogh K. — Pantó G., 1953: Mesozoikum severného Maďarska a prílehlých častí Jihoslovenského krasu. Sborník ÚÚG, sv. XX. odd. geol. Praha. — [2] Biely A., 1962: Geológia mezozoika Tribča (Kand. práca). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Biely A., 1962: Ročná správa o výskume na úkole 01-G-5 — štúdium štruktúr v mezozoiku na okraji neovulkanitov. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [4] Biely A., 1965: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. Správy o geol. výskumoch v r. 1964, Bratislava. — [5] Biely A., 1967: Dielčia záv. správa za r. 1961—1966 — Výskum mezozoika Galmusa. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [6] Burian J. a kol., 1968: Geologická stavba a prognózy rudnej metasomatózy v juhozáp. časti ložiska Banská Štiav. — Piarg. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Bystrický J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [8] Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1967: Výskum hlbokého podložja neovulkanitov stredného Slovenska. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [9] Ďuratný S. — Fusán O. — Kuthan M. — Plančár J. — Zbořil L., 1967: Vzťah hlbinej stavby k vývoju subsekventného stredoslovenského vulkanizmu. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [10] Kamenický J., 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemer. rudohoria. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [11] Kamenický J. — Štohl J., 1967: Kontaktná metamorfóza mezozoika v oblasti banskoštiavnickej elevácie. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kantor J., 1955: Diabázy juhoslovenského mezozoika. Geol. práce, Zošit 41, Bratislava. — [13] Kantor J., 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Správy 6, Bratislava. — [14] Koděra M. — Pastor J. — Michalenko J., 1966: Nové poznatky o metasomatickom zrudnení a jeho perspektívach na polymetalickom ložisku Banská Štiavnica. Geol. práce, Správy 39, Bratislava. — [15] Kuthan M., 1959: Stopy vulkanickej činnosti v str. triase Slovenského krasu. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [16] Pástor J., 1968: Petrografický výskum na štr. vrte KOV-33 lok. Kristína šachta. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [17] Rozložník L. a kol., 1965: Záverečná správa — Výskum hornín Štiavnického ostrova (časť stratigrafia, tektonika, metalogenéza). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [18] Slavkay M., 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. Správy o geol. výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [19] Slavkay M., 1965: Vulkanogenné horniny mezozoika na okolí Poník. Čas. pro min. a geol. r. 10, č. 3, Praha. — [20] Štohl J. — Burian J., 1967: Informačná správa o výsledkoch geologicko-štruktúrneho výskumu v oblasti polymetalického ložiska Banská Štiavnica. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [21] Vozár J., 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in den Westkarpaten und Ostalpen. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [22] Vozár J., 1968: Litologicko-petrografický výskum mezozoických hornín z podložja neovulkanitov v oblasti Štiavnické Bane (Piarg). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava.

**VULKANOKLASTISCHES MATERIAL IM MESOZOISCHEN UNTERGRUND  
DER JUNGVULKANITE SÜDLICH BANSKÁ ŠTIAVNICA**

In den Jahren 1967—68 hatte ich Gelegenheit, das mesozoische Material aus den Bohrkernen und Bergbauwerken südlich Banská Štiavnica im mittelslowakischen jungvulkanischen Massiv zu studieren, das sich im Liegenden der Jungvulkanite befindet. Faziell sind die mesozoischen Gesteine jenen der Untertrias von Gemeriden ähnlich. Es handelt sich um evaporithaltige, karbonatische, pelitische und psammitische Schichten, deren Vertikalreichweite — wie es durch Fossilfunde von *Meandrospira iulia* (Premoli Silva 1964) (bestimmt durch A. Kullmanová) bestätigt wurde — ist Seiss—Campil—Anis. Im ganzen Querschnitt des Mesozoikum wurde das vulkanoklastische Material festgestellt, das verschiedene Laminae mit der gradierten Schichtung bildet, oder besonders in der pelitischen und karbonatischen Fazies unregelmässig zerstreut ist. Es setzt sich aus Quarzkristalloklasten und Basalten mit Anzeichen nach Korosion, Konzentration des vulkanischen Glases und aus vereinzelt Lithoklasten, zusammen.

Offensichtlich sind diese vulkanischen Elemente mit der vulkanischen Tätigkeit in den südlichen Gemeriden und im Bükk—Gebirge in Ungarn, wie auch mit ähnlichen vulkanoklastischen Sedimenten im nordgemeriden Mesozoikum (vgl. A. Biely 1967) in Zusammenhang zu bringen.

Die Vertretung der Elemente des Gemeriden—Mesozoikums im Untergrund der Jungvulkanite und oberhalb des Veporiden-Kristallins, ist zwar ein neues, aber keinesfalls überraschendes Erkenntnis; in einer überschobenen Position sind die Gemeriden auch aus anderen Gebieten von Westkarpaten bekannt. Die bisherigen Forschungen im Raume des mittelslowakischen jungvulkanischen Massivs bei Banská Štiavnica zeigen, dass das Gemeriden—Mesozoikum im südlichen Abschnitt, die Choč- und Krížna—Decke im nördlichen Abschnitt vertreten sein werden (vgl. auch A. Biely 1964). Die Grenze zwischen einzelnen Einheiten ist tektonisch; zwischen der Choč—Decke und den Gemeriden wird sie durch die Bátorvce—Linie (NO-SW gerichtet) besetzt, welche parallel mit der Achse der Bátorvce—Depression in Richtung Banská Štiavnica und weiter nach Nordosten verläuft.

*Geologisches Institut D. Štúr's,  
Bratislava*

EVA KAROLUSOVÁ

## LITOFACIÁLNE ŠTÚDIUM ANDEZITOVÝCH TUFITOV V OBLASTI NÍŽNÁ POKORADZ — RATKOVÁ

Severne od Rimavskej Soboty sa vyskytujú na malom území (cca 90 km<sup>2</sup>) izolované ostrovy pyroklastických hornín, ktoré teritoriálne nesúvisia s periférnymi pyroklastikami stredo a juhoslovenskej oblasti (Karolus a kol. 1957). Litofaciálny vývin jednotlivých výskytov je značne rozdielny. Podľa uloženia, tvaru fragmentov, množstva tmelu a prítomnosti cudzej vulkanickej prímеси zoskupujem jednotlivé výskyt do troch skupín: 1. balvanovité tufty s malým množstvom tmelu; 2. málo opracovaný tuft aglomeratického charakteru s kremennými valúnikmi; 3. sedimentované tufty zvrstvené, s cudzou prímесou. Teritoriálne sú najviac rozšírené balvanovité tufty, tvoriace významný litologický i petrografický horizont uprostred sedimentovaných tuftov; preto ich možno považovať za vedúci horizont.

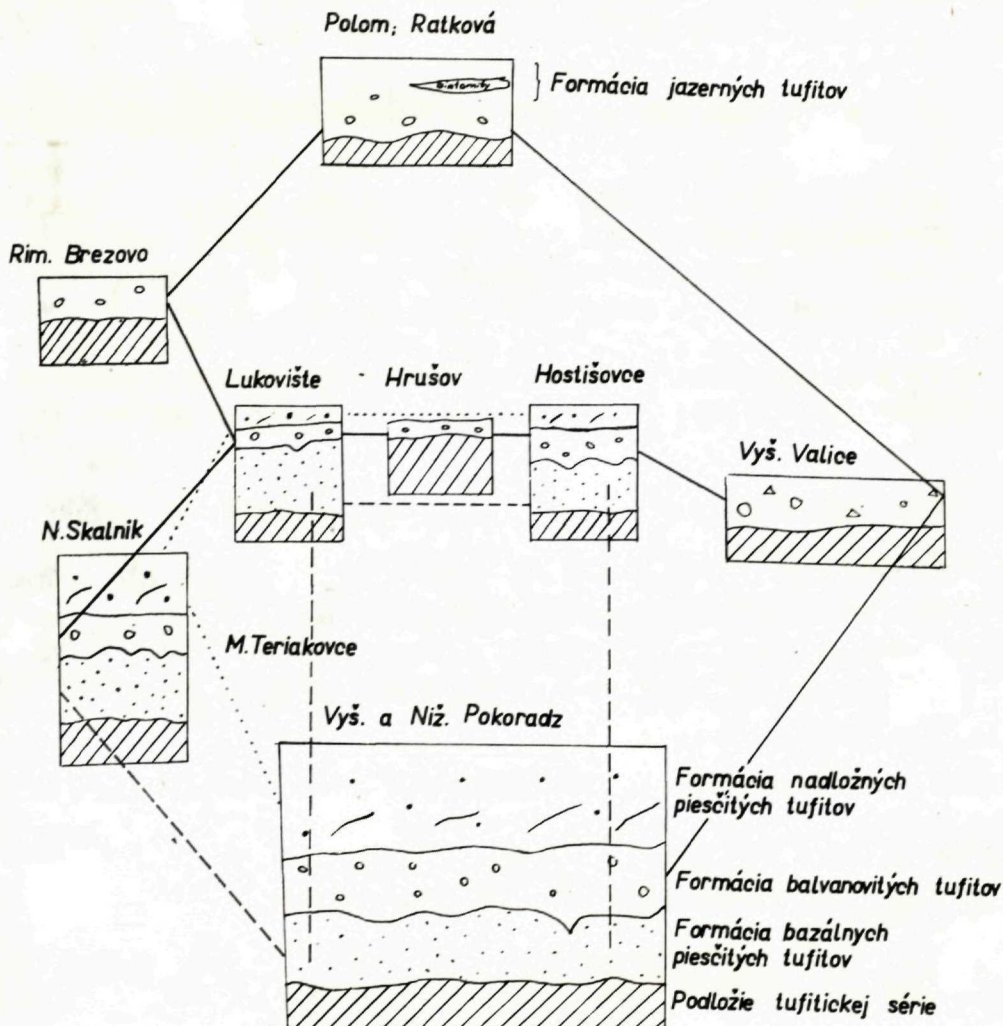
Podľa litofaciálneho vývinu a pozície môžeme jednotlivé výskyt tuftov zoskupiť do formácií s rovnakými črtami vývinu, pozície a petrografického zloženia (schéma 1). Na základe toho v tuftických výskytoch sev. od Rimavskej Soboty rozlišujem: (a) formáciu bazálnych piesčitých tuftov pravdepodobne morského pôvodu; (b) formáciu balvanovitých tufov, tuftov; (c) formáciu jazerných tuftických sedimentov; (d) formáciu nadložných piesčitých tuftov litorálneho pásma.

*Bazálne piesčité tufty* sa dajú študovať v sérii kameňolomov v pásme od Nižného Skalníka, Vyš. a Nižnej Pokoradze, pri obci Papča a Lukovište, kde vytvárajú súvislú polohu. Oddelený je výskyt pri obci Hostišovce vo svahu kóty Veľká Lysá. Tufity tu ležia diskordantne na šedých ílovcoch a pieskovcoch, odkrytých vo výmole potoka pri Nižnom Skalníku. Inde ich podložie nevystupuje na povrch (schéma 2).

Tuftický komplex začína bazálnymi transgresívnymi štrkovo-piesčítymi polohami, ktoré pozvoľne prechádzajú v moenú polohu modrošedých piesčitých tuftov. Piesčitá poloha je prerušovaná 5—10 až 15 cm preplástkami, alebo šošovkami andezitových štrkov s kremennými valúnikmi (schéma 3).

V kameňolomoch Niž. Pokoradze je niekoľko polôh jemnozrnných, až piesčitých svetlejších tufitov (tab. VII, obr. 2). Vo svahoch Bankov k. 459 pri Papči je bazálny tufit krížovo zvrstvený, čo je zvýraznené hrubšími zrnami piesku. Bazálne tufity pri obci Lukovište majú dokonale opracované zrná z andezitov. V odkryve sa striedajú vodorovné, málo mocné piesčité polohy s andezitov. V odkryve sa striedajú vodorovné, málo mocné piesčité polohy s polohami pelitov a štrkov. Valúniky štrkov sú v priemere do 5 cm veľké. Podobný je aj odkryv pri Hostišovciach, kde piesčité tufity obsahujú drobné rozbité pemzy a polohy drobných andezitových štrkov.

Mocnosť tohoto bazálneho komplexu kolíše v medziach 5 až 8 m.



Obr. 1. Náčrt litofaciálneho vývinu tufitických formácií

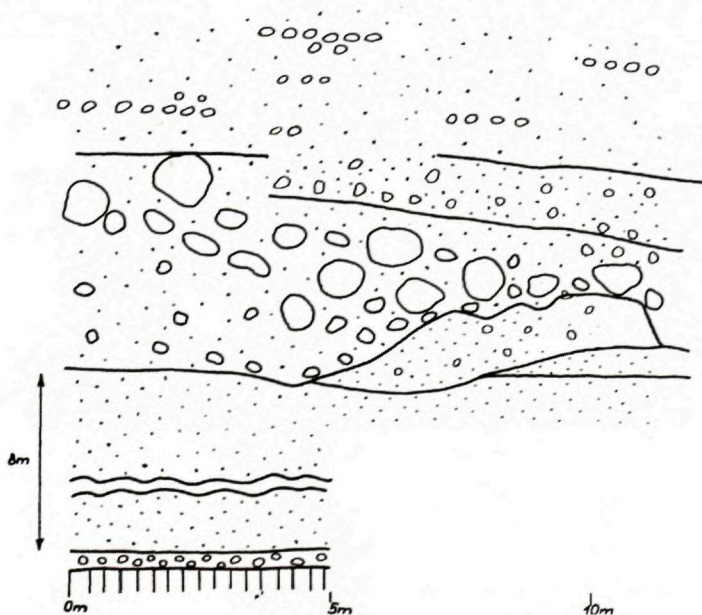


Petrografické zloženie bazálnych piesčitých tufitov ukazujú rozborý z Lukovišta (E 17, 19, 20) a z Nižnej Pokoradze (E 26, 30, tab. VII, obr. 3).

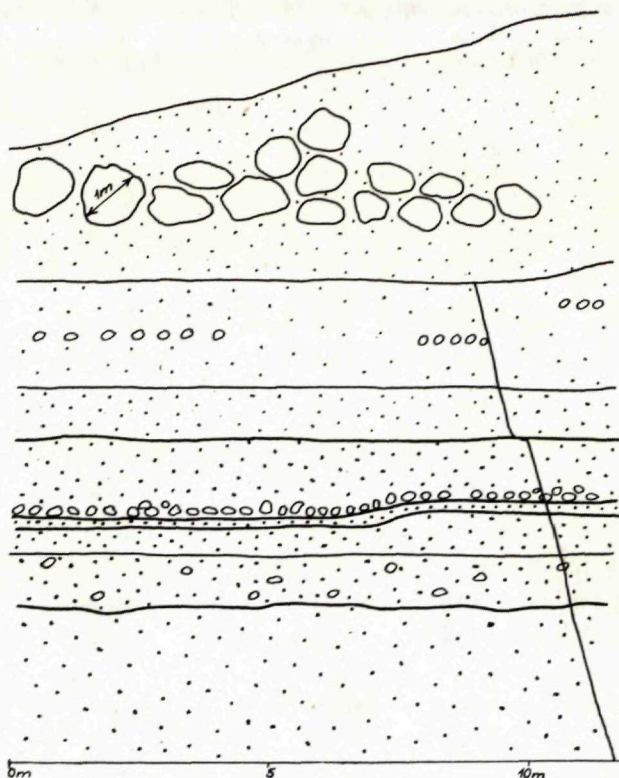
Ťažké minerály	E 17	E 19	E 20	E 26	E 30
hyperstén	31,3	22,7	9,6	44,6	48,3
augit	9,5	6,9	2,3	7,2	14,1
amfibol	3,3	1,1	0,9	35,7	25,0
magnetit	4,9	3,9	—	10,7	11,7
granát	—	—	1,4	1,8	0,9
premenené	51,0	65,4	85,8	—	—

Vo valúnoch som zistila fragmenty hyperstén-amfibolických andezitov s granátmi, hyperstén-amfibolických andezitov s augitom a andezitov amfibolických (E 31, 29, 30/b).

Minerálne zloženie bazálnych piesčitých tufitov odpovedá andezitom hyperstén-amfibolickým z úvodu II. andezitovej fázy (vrchný tortón) z územia stredoslovenských neovulkanitov (Karolusová 1967). Ich vývin je ale odlišný. Kým v stredoslovenskej oblasti sa vyskytujú väčšinou len veľké extru-



Obr. 2. Vo výmole potoka pri Niž. Skalníku na podložných ílovcoch su bazálne tufity, nad nimi formácie balvanovitých tufitov.



Obr. 3. Temer horizontálne zvrstvenie bazálnych piesčitých tuftov. Monotónnosť psamitických polôh prerušujú polohy s andenzítovými valúnikmi.

zívne telesá s malým množstvom pyroklastika v úvode erupcie, tu sa stretávajú s dobre opracovanými zrnami a s uložením, pripomínajúcim plážové piesky. V profile vrtu GK-3 v H. Rykynčiciach (Konečný 1966) sa vyskytujú hrubé tufové a aglomeratické polohy andezitov hyperstén-amfibolických, ktorých charakter uloženia je skôr fluviatilno-lakustrický, než morský. Ale jak vo vrte GK-3, tak aj v GK-1 pri Hontianskych Nemciach je dokázaná opätovná subsidencia a morský vývoj nadložných pyroklastík. Nie je vylúčené, že územie severne od Rimavskej Soboty bolo súčasťou — zálivom vrchno-tortónskeho mora, ktorého sedimenty ovplyvnili pyroklastiká rozplavené v stredoslovenskej oblasti počas vrchného tortónu. Nasvedčovali by tomu aj axye silicispongií v tuftoch pri Lukovišti.

Iné dôkazy ako litofaciálny vývin u tejto bazálnej polohy nemáme. Okraje, príbrežné pásmo naznačuje krížové zvrstvenie pri Papči. Severnejšia oblasť v okolí Hrušova v dobe sedimentácie bazálnych tuftov predstavovala asi príbrežnú zónu. Západné i južné okraje sú dnes tektonicky obmedzené. Tak

podľa niekoľkých pelitických polôh v lomoch N. Pokoradze usudzujem, že tu bol hlbší sedimentačný bazén ako napr. pri Lukovišti a Hostišovciach, kde piesčité tufity obsahujú viac štrkových polôh.

Toto bazálne súvrstvie v lomoch Vyššej Pokoradze obsahuje svetlosivú pelitickú polohu s odtlačkami listov chladnomilných drevín. Chladnomilnú flóru opísal z blízkeho okolia Rimavskej Soboty Němejc (1960). Výskyt odtlačkov listov drevín naznačuje splytčenie mora a blízkosť pobrežia. Úplné vynorenie bazálnych tufitov je doprevádzané silnou eróziou. Vznikali tak na povrchu priehlbiny a erozívne výmoly, vyplnené dobre opracovanými balvanmi andezitov hyperstén-augitických. Keďže tieto andezitové balvany sú oveľa viac rozšírené a znamenajú faciálnu a petrografickú zmenu oproti podložiu, vyčleňujem ich ako zvláštnu formáciu balvanovitých tufitov.

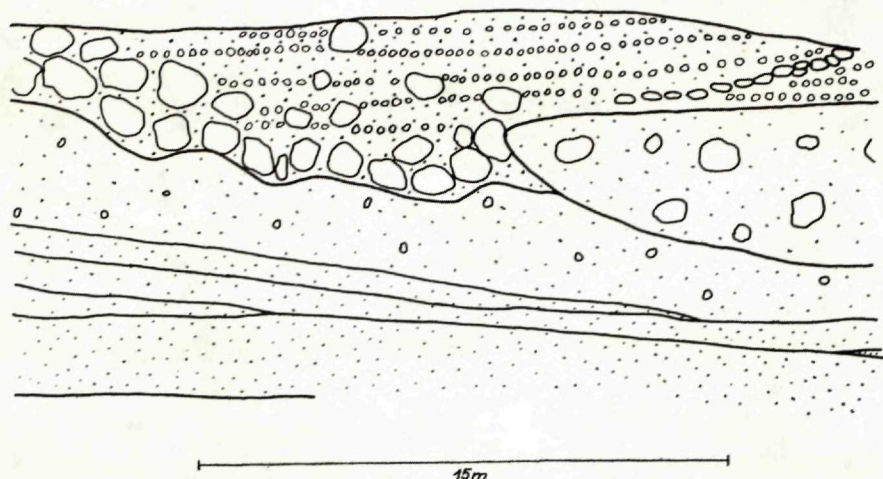
*Formácia balvanovitých tufov a tufitov* je najviac rozšírená a s menšími lokálnymi obmenami sa vyskytuje v každom výskyte pyroklastika. Litofaciálne obmeny sú podmienené miestom uloženia a opracovanosťou balvanov. Podľa preskúmaných odkryvov hrubo nakopené balvany v erozívnych výmoloch sa nachádzajú v nadloží bazálnych tufitov (napr. odkryvy pri Pokoradzi schéma 4; pri Nižnom Skalníku smerom na Záhorany, Lukovište a pri Papči). Severnejšie výskyty majú nevulkanické podložie a balvany často vytvárajú len málo zreteľný pôdny skelet (napr. Na Brusničku pri obci Rybník), sú to len ojedinelé andezitové balvany roztrúsené po mezozoickom podklade (Hrušov — Drienčany, Sása). Východne od obce Rimavské Brezno na hrebeni k. 514 je mohutná sutina andezitových balvanov a drobného kremenného štrku. Najsevernejší výskyt balvanovitých tufov a tufitov je na hrebení S od obce Polom, kde balvany andezitov tvoria pôdny skelet (tab. VIII, obr. 2).

Osobitné postavenie majú balvanovité tufity severne od Vyšných Valíc a Veľkého Blhu, kde vytvárajú tektonicky oddelené bralá Deravej skaly, Lyukantlan kô (k. 474) a Ceresnek k. 459. Tieto tufity sú menej opracované ako napr. balvany pri Pokoradzi. Ale obsahujú tiež nielen drobné kremenné valúniky, ale aj materiál z kryštálických hornín.

Petrograficky všetky výskyty balvanovitých tufov a tufitov odpovedajú andezitom hyperstén-augitickým. Andezitové fragmenty a balvany sú svetlošedé, s veľmi jemnozrnnou porfyrickou štruktúrou. Hypidiomorfné plagioklasy sú na rozmedzí andezín-labradoritu. Femické minerály zastupuje hyperstén a augit. Tmel medzi andezitovými balvanmi má toto zloženie: hyperstén-augit-plagioklas-kremeň-cudzí materiál, čo zhruba odpovedá zloženiu opracovaných fragmentov balvanovitej polohe.

Na hrebeni Za Žir (k. 514) V od obce Rimavské Brezovo v andezitových balvanoch sa zistili tieto typy andezitov: (E 7a) andezit augit-hypostenický so skrytokryštálickou zákl. hmotou, andezit hyperstenický s mikrolitickou

zákl. hmotou a andezit amfibol-augit-hyperstenický s hyalopilitickou zákl. hmotou. Zmes rôznych typov andezitov potvrdzuje tiež alochtónnosť komplexu.



Obr. 4. Formácia balvanovitých tuftov pri Niž. Pokoradzi má znaky ronového, rýchle nakopeného sedimentu.

*Formácia jazerných tuftov.* Zo severnej časti v nadloží balvanovitých tuftov sa vyskytujú okrajové sladkovodné tuftické sedimenty vo fácií jazerných sedimentov s polohami diatomitov, odokryté v záreze hradskej pri Ratkovej. Tuftické sedimenty ležia na kryštalinickom podloží a obsahujú valúny až balvany z podložia. Veľmi nepravidelné, tenké, niekoľko cm mocné polohy, rýchlo vyklíňajúce sa preplástky a náhla zmena zrnitosti identifikujú prudké prívally príbrežného pásma. Fragmenty sú málo opracované, miestami nahromadené do šošovkovitých, kapsovitých tvarov. Až vyššie partie zárezu poukazujú na konsolidované sedimentačné pomery. Zrno tuftov sa zjemňuje a medzi polohy tuftov sa vклиňujú niekoľko cm mocné šošovky diatomitu.

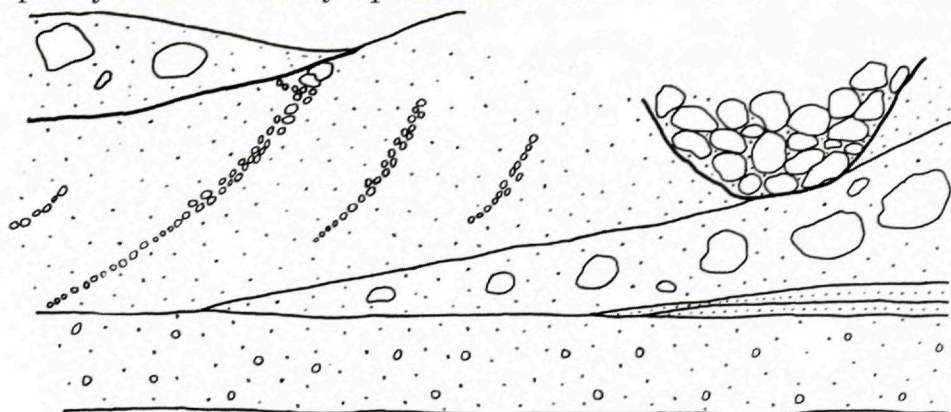
Andezitové fragmenty majú porfyrickú štruktúru s hyalopilitickým vývi-  
nom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria plagioklasy andezín-labradoritu, augit a hyperstén. V jemnom tmele fragmentov sú zastúpené augit a hyperstén, ktorý býva hodne premenený.

Jazerné tufty nie sú veľmi rozšírené, ich výskyt sa prakticky obmedzuje na bezprostredné okolie zárezu cesty. Smerom južnejším pribúdajú šedé piesčité zvrstvené polohy tuftov v nadloží balvanovitých tuftov, teritoriálne tiež obmedzene rozšírené, sledujúc približne rozšírenie bazálnych tuftov. Keďže ide o iný litofaciálny typ, s iným petrografickým zložením, vyznačujem tieto tufty ako osobitný komplex nadložných tuftov.

*Formáciu nadložných tuftov* môžeme sledovať od zárezu cesty Rimavské

Brezovo—Babinec po kameňolomy Nižnej Pokoradze, kde tvoria morfolo-  
gicky svojrázne, temer ploché plató k. 496. Tuftit je výrazne sedimentovaný.  
V odkryve pri Malých Teriakovciach sa rytmicky striedajú niekoľko dm polohy  
hrubých pieskov a štrkov (valúny 4—8 cm), rovnako ako v zárezoch pri  
Nižnom Skalníku. Lavice štrkopieskových tuftitov sa striedajú so štrkovými  
polohami. Obdobný vývin je aj pri Nižnej Pokoradzi, kde v záreze lesnej cesty  
„Szécsi Mária“ sú šikmo uložené preplástky štrkov; fluviatilné výmoly vyplne-  
né štrkom, šošovky jemných pieskov, náhle vyklíňujúce polohy pieskov  
a pod. hovoria o nekludnom prostredí sedimentácie, o príbrežnom pásme  
s veľkým prínosom nielen vulkanického, ale i cudzieho materiálu (obr. 5).

V okrajovej časti nadložných tuftitov S od obce Hostišovce približne na  
vrstovnici 400—420 m nad balvanovitými tuftitmi leží komplex nadložných  
tuftitov vo vývine piesčito-štrkovom, čo odpovedá plytkovodnej sedimentácii,  
s prudkými zmenami hĺbky v prínose materiálu.



Obr. 5. Odkrytá časť formácie nadložných tuftitov v závere cesty „Szécsi Mária“  
s náhle vyklíňajúcimi polohami a výmoly, vyplnenými štrkom, ocharakteristickými pre  
príbrežné pásmo s veľkým prínosom materiálu.

Valúnový materiál je všade z andezitu augit-hyperstenického, s hyalopili-  
tickou až mikrolitickou základnou hmotou. Piesčité polohy majú litokryšta-  
loklastickú štruktúru. Litoklasty sú z augit-hyperstenických andezitov, medzi  
kryštaloklastmi je najčastejší opracovaný kremeň. Medzi andezitovými valún-  
mi sú časté úlomky žúl s ružovými ortoklasmi, valúniky kremeňa, úlomky  
kryštalických bridlic (aj veľkosti balvanov; Hostišovce).

Minerálne zloženie piesčitých polôh a analýzy andezitových valúnov potvr-  
dzujú genetickú príbuznosť s andezitmi augit-hyperstenickými z II. andezito-  
vej fázy, ktorá prebehla vo vyššom tortóne (Kuthan 1963).

O minerálnom zastúpení piesčitých polôh hovoria analýzy ťažkých minerálov. Zo  
zárezu Rimavské Brezovo-Babinec sú to vzorky E 11, 12, 15, 16, z vrchných polôh od-  
kryvov Niž. Pokoradzi vzorky E 22, 25.

Ťažké minerály	E 11	E 12	E 15	E 16	E 22	E 25
hyperstén	52,8	42,5	52,1	28,4	65,1	29,6
augit	9,7	24,6	17,9	4,1	5,8	6,7
magnetit	26,9	32,9	12,2	5,0	4,7	1,2
limonitiz. zrna	9,4	—	17,8	62,5	22,1	60,7
granát	1,2	—	—	—	—	—
amfibol	—	—	—	—	2,3	1,9

Vo vzorke E 11 a E 15 sú vyvinuté stĺpcovité idiomorfne hyperstény, granát ako nevulkanická prímes. E 12 je z piesčitej polohy, kde je neúmerná akumulácia magnetitu. Hyperstény sú zubkovité, transportované. Minerály z Pokoradze sú vyslovene preplavené, hyperstény zubkovité. V ľahkej frakcii sa vyskytujú ihlice húb, ktoré poukazujú na spojitost s morským prostredím.

Lektoroval prof. dr. M. Kuthan, CSc.

#### LITERATÚRA

- [1] Ivan L., 1956: Výskum terciérnych sedimentov v sev. oblasti Rimavskej kotliny (I. časť), úkol XII/7. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [2] Karolus K. a kol., 1958: Prehľadné geologické mapovanie na liste Spišská N. Ves, Lučenec a Rimavská Sobota. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [3] Karolus K. a kol., 1960: Správa o prehľadnom geologickom výskume a mapovaní neovulkanitov na generálnych listoch Zvolen—Nitra a Nové Zámky v r. 1959. Bratislava 1960. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Karolusová E., 1958: Príspevok k problematike pyroklastík. Geol. práce. Zošit 49; Bratislava. — [5] Kotásek J., 1959: Stratigrafický, tektonický, štruktúrny a petrografický výskum Spišsko-gemerského rudohoria. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [6] Kuthan M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanické štúdie v severnej časti Prešovských hôr. Práce ŠGÚ, Zoš. 17. — [7] Kuthan M., 1958: Problémy mladotretohorneho vulkanizmu slovenských Karpát. Geol. práce, Zošit 49, Bratislava. — [8] Kuthan M., 1961: Hlavné geotektonické prvky stredoslovenských neovulkanitov. Referáty sekcie neovulkanitov prednesené na II. celoslovenskej geologickej konferencii. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Krumbein W. C. — Closs L. L., 1956: Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, California. — [10] Maheľ M., 1954: Príspevok k stratigrafii južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria — poznámky k územiu juhovýchodne od Železníka. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [11] Marková M. — Vaňová M., 1953: Geologické pomery terciérnej oblasti na liste 4564/4. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [12] Marková M. — Vaňová M., 1954: Správa o geologickom mapovaní v okolí Chválovej. Geol. práce, Správy 1, Bratislava. — [13] Němejc F., 1960: Paleobotanické výskumy vo východoslovenskom tretihornom útvaru. Rukopis; Geofond, Bratislava.

## Vysvetlivky k tab. VII—VIII

### Tab. VII.

Obr. 1. Formácia bazálnych piesčitých tuftov v lomoch Nižnej Pokorádze.

Obr. 2. Stlpcovitý hyperstén a zelený tabuľkov. amfibol v ťažkých mineráloch bazálnych piesčitých tuftov Niž. Pokorádze. Zväčš. 45×.

Obr. 3. Neopracované zrná hypersténov a augitov v ŤM formácie nadložných tuftov v závere cesty pri Babinej. Zväčš. 25×.

### Tab. VIII

Obr. 1. Opracované balvany andezitov z formácie balvanovitých tufov a tuftov na odkryve pri obci Nižný Skalník.

Obr. 2. Formácia balvanovitých tufov pri obci Polom.

EVA KAROLUSOVÁ

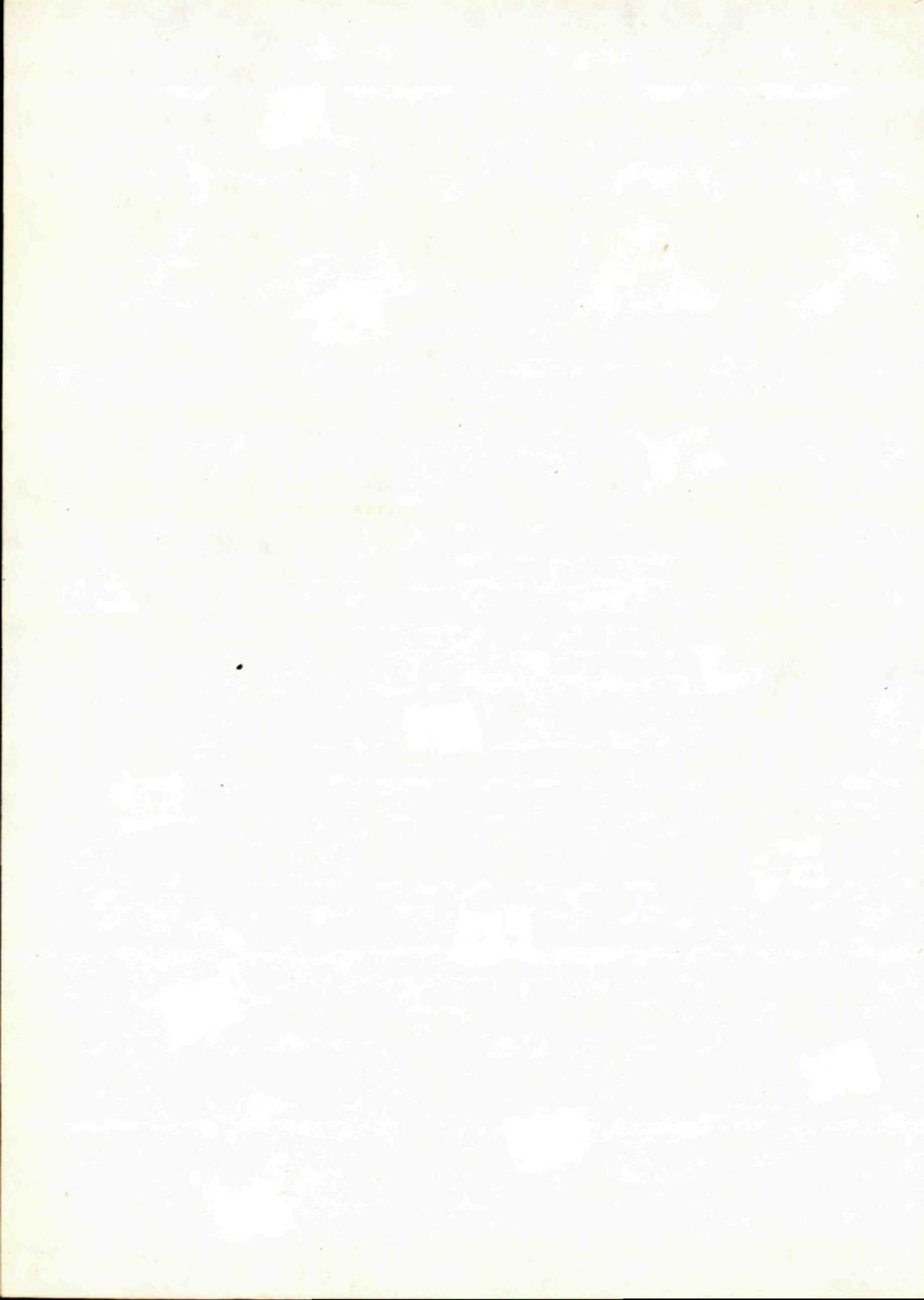
### DAS LITHOFAZIES—STUDIUM DER ANDESITTUFFITE IM RAUME NIŽNÁ POKORADZ — RATKOVÁ

Nördlich Rimavská Sobota in der südlichen Mittelslowakei findet man auf einem kleineren Gebiet von etwa 90 Km<sup>2</sup> einsame Insel der Andesitpyroklastiken, die räumlich mit den Randvorkommen der pyroklastischen Gesteine des mittel- und südslovakischen Raumes überhaupt nicht zusammenhängen (Karolus & Kol., 1957).

Die lithofazielle Entwicklung einzelner Vorkommen ist beträchtlich verschieden. Wir konnten da folgende Lithotypen, bzw. Formationen unterscheiden:

- a) Formation der basalen sandhaltigen Tuffite, wahrscheinlich marinen Ursprungs;
- b) Formation der Tuffe und Tuffite;
- c) Formation der Binnenseeablagerungen;
- d) Formation der hangenden sandhaltigen Tuffite und Ablagerungen der Litoralzone.

Die unterschiedliche lithologische Charakteristik spiegelt sich auch in den petrographischen Eigenschaften einzelner Gesteinstypen, bzw. Formationen ab. Die Mineralzusammensetzung der basalen sandhaltigen Tuffite ist: Amphibol — Hypersthen — Augith — Granat; dem nach sind sich diese Tuffite jenen aus dem Einsatz der II. Andesitphase des mittelslovakischen Raumes ähnlich. Die weiteren Formationen (unter b bis d) entsprechen durch ihre Mineralzusammensetzung den augith-hypersthenischen Andesiten und können ein Analogon der Andesite aus der II. Andesitphase im mittelslovakischen Raume vorstellen, deren Eruptionen etwa in die Obertorton—Zeit fallen.





JOZEF PECHO

## NOVÉ POZNATKY O GEOLOGICKEJ STAVBE ÚZEMIA MEDZI NOVOVESKOU HUTOU A SUEVOU

(severná časť Spišsko-gemerského rudohoria)

Abstrakt. V tejto práci predkladám niekoľko nových poznatkov o geologickej stavbe územia medzi Novoveskou Hutou a Suovou, ktoré z hľadiska geologického nie je terra incognita. Svedčia o tom práce, publikované najmä v posledných 10 rokoch, ktoré však v niektorých otázkach prinášajú často protichodné názory. V tejto práci sú obsiahnuté také nové geologické poznatky a fakty, ktoré môžu prispieť k rozriešeniu niektorých sporných geologických a stratigrafických otázok. Týka sa to hlavne vzájomného vzťahu gelnickej a rakoveckej série a vývoja karbónu v tomto území.

Gelnická séria [Matějka — Zelenka 1931; Woldřichova (1913) porfyroidová zóna; Rozlosznikova (1935) porfyroidová séria; Fusán — Máška — Zoubek (1955) kambrosilúrska séria] zastupuje najstaršie útvary v Spišsko-gemerskom rudohorí. Predstavuje v podstate geosynklinálnu flyšovú formáciu, charakterizovanú kyslým, v menšej miere aj báziickým efuzívnym vulkanizmom. Je zložená z rôznych typov sedimentárnych hornín, ktoré boli neskôr epizonálne metamorfované. Sú to hlavne chloritické fylity, sericitické fylity, piesčito-ílovité bridlice až fylity, lydity a lokálne šošovky kryštalickej vápencov, neskôr metasomaticky zmenených v ankerity až siderity. Z vulkanických typov sú najrozšírenejšie kremité porfýry a ich pyroklastiká (tufy, tufty), dynamometamorfózou zmenené v porfyroidy a tiež báziické efuzívne horniny diabázového typu. Podľa Kuthana (1950) v spodnej časti série prevládajú sedimentárne typy porfyroidov nad vulkanickými, ktoré sú v prevahe v strednej časti série. Preto ju rozdeľuje na dve časti: staršiu — séria drnavská a mladšiu — uhorňanská. Niektoré typy hornín napr. vápence, grafitické fylity, bridlice a diabázové horniny sa vyskytujú vo väčšej miere vo vrchnej časti. Najnovšie Snopko (1957) rozdeľuje celú sériu na tri litologicko-stratigrafické horizonty: stratigraficky najspodnejšie sú tzv. vlachovské vrstvy, nad nimi pačanské a betliarske.

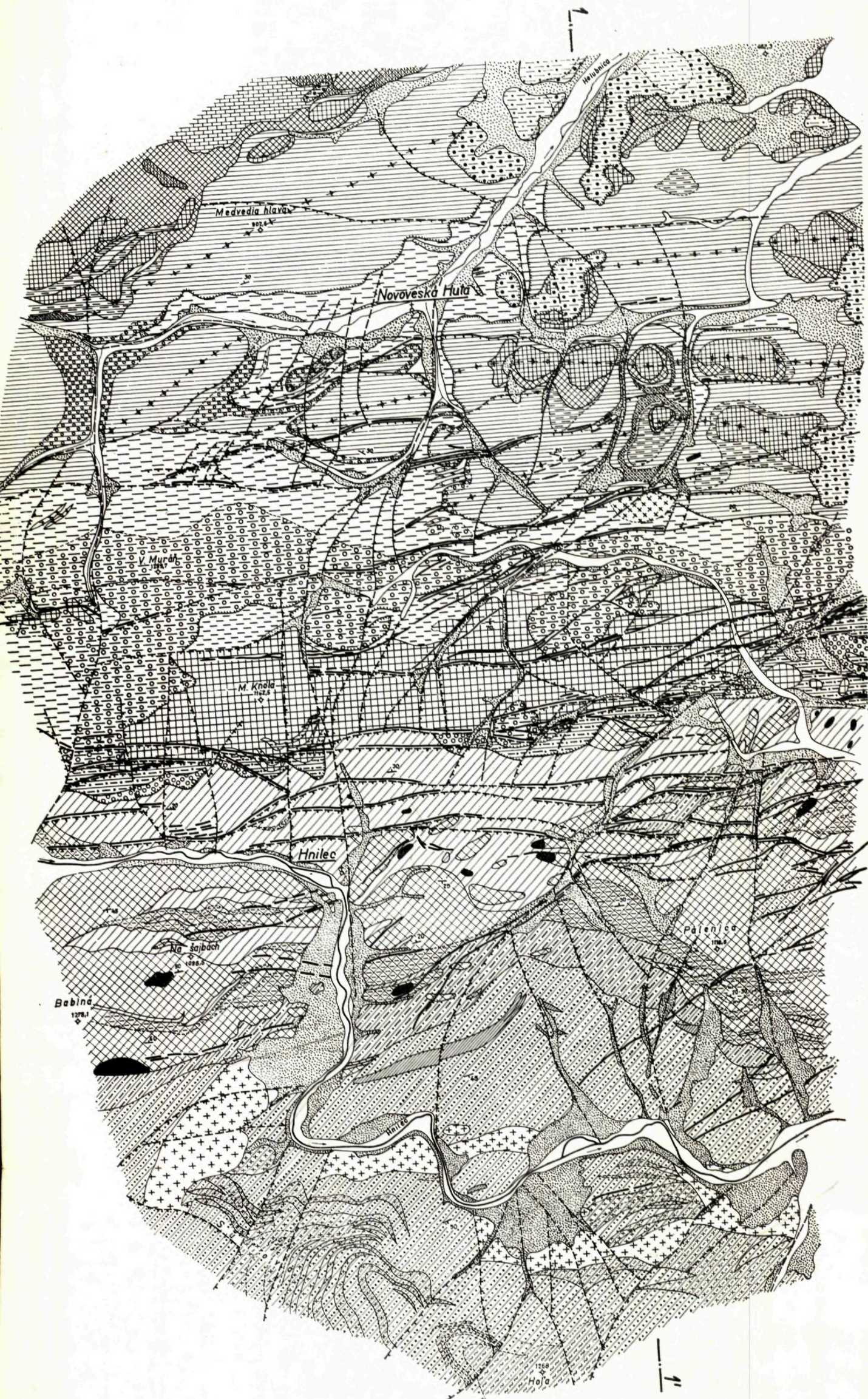
V študovanom území na priloženej mape je gelnická séria vyvinutá len v južnej časti. Zabíha sem z centrálnej časti gemeríd jej severný okraj, se-

verné krídlo hnileckej antiklinály (Snopko 1960). Vytvára tu vrásu, ktorej os synklinály prebieha v úseku Suľová—Hoľa (1268) V-Z smerom (v dôsledku morfológie povrchu oblúkovite). Je zložená prevažne z ílovitých, ílovito-piesčitých, sericiticko-chloritických, slabo fylitizovaných bridlíc, ktoré sa striedajú s rôzne mocnými polohami kremitých porfyroidov, ich tufov a tufitov, ktoré horizontálne často vyклиňujú. Toto súvrstvie odpovedá pačanským vrstvám. Chloritické, piesčito-ílovité bridlice prechádzajú vertikálne na najvyššie položených miestach Hole (1268) do grafitických, ílovito-piesčitých bridlíc až fylitov, ktoré sa striedajú s tenkými polohami tmavých lyditov; odpovedajú (podľa Snopka 1957) betliarskym vrstvám.

Antiklinálne pásmo, tzv. hnilecká antiklinála (Snopko 1960) prebieha severnejšie, údolím rieky Hnilec V-Z smerom. Antiklinála je len mierne naklonená k severu. Jej ramená majú 1,5 km rozpätie a upadajú mierne, asi pod 45° k severu a k juhu (viď geologickú mapu a rez 1—1'). Severné krídlo antiklinály tvoria len sedimentárne typy hornín bez kremitých porfýrov a porfyroidov. Sú to hlavne sivé, zelenkavé ílovito-piesčité bridlice, lokálne viac-menej fylitizované, výraznej doskovitej vrstevnatosti, ktorá umožňuje sledovať úložné pomery a megaštruktúry. Tieto horniny vytvárajú na ľavej strane údolia Hnilca pomerne monotónne mocné súvrstvie, ktoré má takmer stabilný úklon k severu, kde sa ponára pod rakoveckú sériu.

Rakovecká séria (označovaná tiež ako fylit-diabázová — Andrusov — Matějka 1931; Fusán — Máška — Zoubek 1955) je zložená z chloritických a chloriticko-sericitických fylitov, diabázov, diabázových tufov a tufitov ako aj z báziických intruzívnych hornín, gabrodioritov a gabroamfibolitov, ktoré majú charakter abysálnych hornín. Diabázy sú jemnozrné až celistvé, diabázporfyrity s porfyrickou textúrou. Tvoria plošné lávové pokryvy, ktoré sa rytmicky striedajú s fylitmi, tufmi a tufitmi, čo svedčí o submarinnom synsedimentárnom vulkanizme. Išlo o sedimentáciu morského pôvodu, geosynklinálnu, doprevádzanú iniciálnym báziickým vulkanizmom. Jednotlivé litologické typy hornín nevytvárajú stabilné horizonty regionálneho rozsahu, ale sú viac-menej nepravidelne rozmiestnené. Iba lokálne (napr. južne od kóty Pálenica, 1118,5) v spodnej časti rakoveckej série prevládajú kremité sericitické fylity s tenkými vrstvičkami pieskovecov a kremencov. Toto súvrstvie sa označuje ako bazálne (Bajaník 1964). Smerom do nadložia prechádza pozvoľne do tufitických fylitov, diabázových tufov a diabázov. Diabázy prevládajú obyčajne v strednej časti; vo vrchnej časti v nadloží vulkanického súvrstvia temer úplne prevládajú zelené, zelenošedé a fialovkasté chloritické fylity, miestami slabo fylitizované chloritické bridlice, podobné bridliciam pačanských vrstiev gelnickej série.

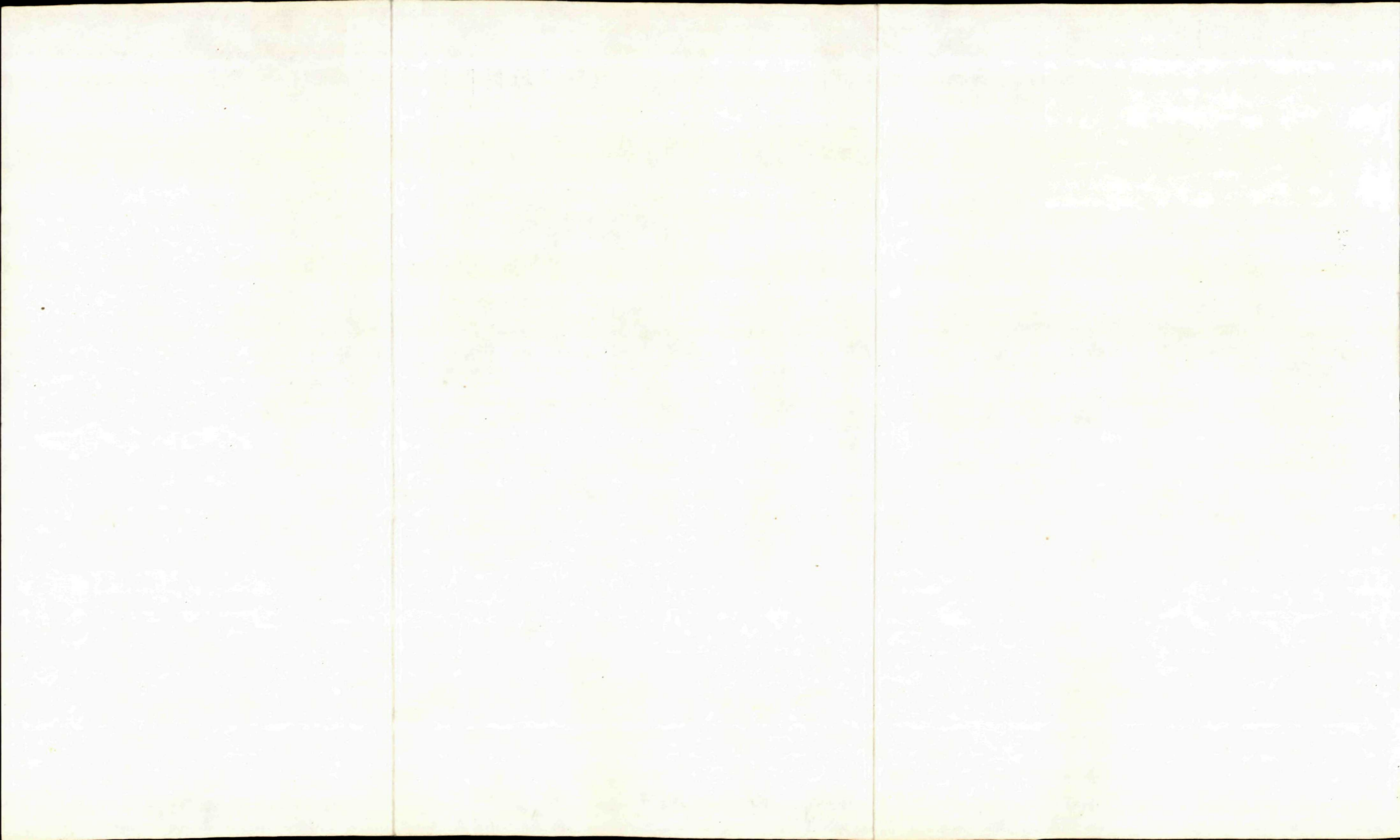
Charakteristickým znakom rakoveckej série je prevaha hornín báziického vul-



- |    |    |
|----|----|
| 1  | 35 |
| 2  | 36 |
| 3  | 37 |
| 4  | 38 |
| 5  | 39 |
| 6  | 40 |
| 7  | 41 |
| 8  | 42 |
| 9  | 43 |
| 10 | 44 |
| 11 | 45 |
| 12 |    |
| 13 |    |
| 14 |    |
| 15 |    |
| 16 |    |
| 17 |    |
| 18 |    |
| 19 |    |
| 20 |    |
| 21 |    |
| 22 |    |
| 23 |    |
| 24 |    |
| 25 |    |
| 26 |    |
| 27 |    |
| 28 |    |
| 29 |    |
| 30 |    |
| 31 |    |
| 32 |    |
| 33 |    |
| 34 |    |

1 - alúvium, 2 - hlina a sutina (1-2 kvartér), 3 - pieskovec a piesčité bridlice, 4 - polymiktné zlepenca a hrubozrnné pieskovec (3-4 paleogén-cocén), 5 - gmeridné granity, 6 - biele organogenné vápence-vrchný ladin, 7 - tmavé vápence s hľuzami rohovcov-vrchný ladin, 8 - biele vápence-stredný anis, 9 - dolomity a dolomitické tmavé vápence-stredný anis (6-9 stredný trias), 10 - slienito-vápenaté súvrstvie bridlic-kampil, 11 - rauvaky-vrchný zeis až spodný kampil, 12 - bridličnato-piesčité súvrstvie - zeis až spodný kampil, 13 - zlepenca s valunami kremeňa a kremitych permských porfýrov - bazálne zlepenca triasu - zeis (10-13 spodný trias), 14 - kremité porfýry, 15 - vulkanické brekie kremitych porfýrov, 16 - ílovito-piesčité súvrstvie bridlic, 17 - polymiktné hrubozrnné zlepenca (14-17 perm), 18 - tmavé ílovito-piesčité bridlice až fylity, 19 - metadiabázy, 20 - tmavé ílovito piesčité bridlice, 21 - bazálne polymiktné zlepenca, bindt-rudňan-

ského typu (18-21 karbón-westfalien), 22 - diority, gabrodiority, 23 - chloriticko-sericitické fylity, 24 - tuftické fylity, 25 - metadiabázy, 26 - diabázové tufty 27 - diabázové tufty, 28 - sericiticko-chloritické kremité fylity s piesčitymi vložkami (22-28 rakovecká séria - devón?), 29 - tmavé až grafitické bridlice, 30 - tufty kremitych porfýrov, 31 - kremité porfýroidy, 32 - kremité porfýry, 33 - masívne tmavozelené kremece, 34 - chloriticko-sericitické ílovito-piesčité bridlice (29-34 gelnická séria - kambrium až silúr?), 35 - vrstevnatost (vrstevná bridličnosť), 36 - bridličnosť (druhotná), 37 - zlomové línie presne známe (overené technickými prácami), 38 - zlomové línie predpokladané, 39 - zlomové línie hypotetické alebo priebeh známej línie pod mladšími útvarmi, 40 - os synklinály, 41 - os antiklinály, 42 - ostré rozhranie hornín, 43 - faciálna hranica hornín, 44 - uhlová diskordancia, 45 - priebeh hydrotermálnych žil.



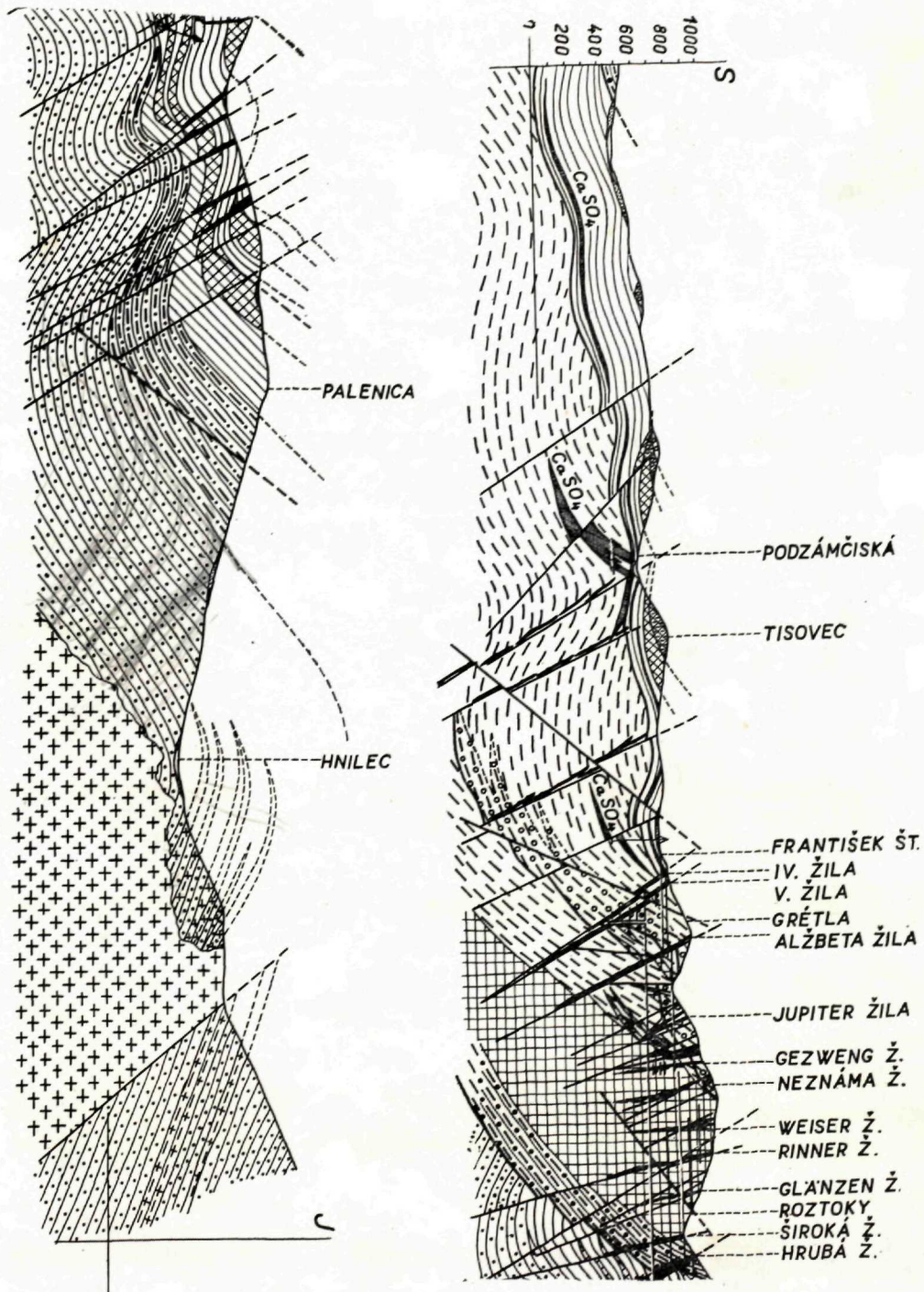
kanizmu: diabázy, diabázové tufy, diabázové tufity a tuftické fylity. Diabázy sú v značnej miere epizonálne metamorfované, chloritizované a sausuritizované. V podstate sú to už metadiabázy, v ktorých pôvodné minerálne zloženie je značne zmenené a pôvodná štruktúra temer úplne zotretá. Pyroxény sú celkom nahradené vláknitým amfibolom; vzniká chlorit a minerály epidot-zozitovej skupiny. Konečným štádiom premeny sú chloritické bridlice, v ktorých nie sú žiadne stopy ani po pôvodnom minerálnom zložení ani po pôvodnej štruktúre. Zloženie pôvodnej horniny sa dá odhadnúť iba keď sú zachované ešte prechodné typy.

Bazálne súvrstvie rakoveckej série je v študovanom území najtypickejšie vyvinuté na pomerne krátkom úseku južne od kóty Pálenica (1118,5), 300 až 500 m mocné. Smerom západným (Babiná) a východným vytráca sa, mocnosť redukuje i vrstvičky kremencov a pieskovecov. V prevahe sú sericiticko-chloritické fylity a fylitizované bridlice veľmi podobné horninám pačanských vrstiev. Na základe týchto znakov som rozlišoval rakoveckú sériu od gelnickej a sledoval som ich vzájomný vzťah temer v 30 km dlhom pásme medzi Babinou a Poráčskou dolinou.

Otázkou vzájomného vzťahu oboch sérií sa zaoberali viacerí autori. Podľa Andrusova (1953) môže ísť o faciálne prechody medzi gelnicou a rakoveckou sériou. Fusán — Máška — Zoubek (1955) vyslovujú názor, že ešte pred započatím sedimentácie rakoveckej série došlo k intenzívnym vrásnivým pohybom, ktoré zvrásnili horniny gelnickej (kambrosilúrskej) série, v dôsledku čoho má táto séria voči rakoveckej diskordantné postavenie. Tieto pohyby považujú za výsledok mladokaledónskeho vrásnenia a označujú ako *spišská fáza*. Jej vekové zaradenie je sťažené neistým vekom rakoveckej série. Autori predpokladajú, že tieto pohyby sa mohli odohrať medzi devónom a silúrom. Diskordantné postavenie gelnickej série voči rakoveckej predpokladá aj Snopko (1960), Bajanič (1960), Klinec (1959) a iní. Tento názor nie je však jednoznačne potvrdený.

Terénnymi prácami na viacerých miestach medzi Babinou (1278,1) a Poráčom som zistil, že hranica medzi rakoveckou a gelnicou sériou nie je výrazná. Aj piesčité súvrstvie (bazálne súvrstvie rakoveckej série) nemá ostré rozhranie voči podložiu, ale skôr tvorí pozvoľný prechod rovnako ako do nadložia; na mnohých miestach nie je vôbec vyvinuté, napr. V od Nálepka, v oblasti Rudňan a Slovínok. Tu je potom ohraničenie oboch sérií veľmi problematické, sťažené hlavne tým, že kontakt medzi nimi tvoria podobné typy hornín, že prebiehajú paralelne, majú zhodné štruktúry a hlavne preto, že sa v nich nenachádzajú paleontologické zbytky. Rakovecká séria leží na gelnickej kordantne a je s ňou súhlasne zvrásnená, rozlámaná mladšími smernými poruchami prešmykového charakteru a priečnymi zlomami (viď geol. mapu a rez 1 — 1). Keby sedimentácia gelnickej série bola koncom silúru prerušená vrásnivými pohybmi, jej horniny vyzdvihnuté nad hladinu mora a vystavené erózii a denudácii, a potom nasledovala transgresia a sedimentácia rakoveckej

Obr. 2. Geologický profil I—I' (vysvětlivky pozri v mape).



série, potom rozhranie oboch sérií by malo byť výrazné, i keby ich styk tvorili podobné typy hornín.

Pokiaľ ide o tzv. bazálne súvrstvie rakoveckej série, vyvinuté miestami v podobe piesčitých vrstiev blízko rozhrania rakoveckej a gelnickej série, nemusí byť bazálne a nemusí svedčiť o transgresii rakoveckej série. Veď podobné piesčité až hrubopiesčité vrstvy sa nachádzajú častejšie priamo v gelnickej sérii. Striedanie detritických hrubopiesčitých facií s jemnozrnnejšími až flovitými, alebo vápenitými, môže svedčiť o morskej regresii, ktorá postupovala z centrálnej časti gemeríd k severu a k juhu v dôsledku postupného splytčovania kaledónskej geosynklinály a vyzdvihovania centrálnej časti gemeríd. Potom ale rakovecká séria predstavuje najmladšie litologicko-stratigrafické súvrstvie gelnickej série, treba ho označovať ako *rakovecké vrstvy*, ktoré sa odlišujú od starších, podložných vrstiev (vlachovských, pačanských a betliarskych) len intenzívnejšími prejavmi submarinného bazického vulkanizmu. Jeho produkty, bazické horniny, sú známe aj v centrálnej časti gemeríd v starších súvrstviach gelnickej série, avšak v menšej miere. Z toho vyplýva, že vývoj staropaleozoickej geosynklinály nemusel byť skončený pred sedimentáciou rakoveckej série; rovnako ani činnosť bazického vulkanizmu nebola prerušená spišskou fázou vrásnenia, ale pokračovala až do rakoveckej série (rakoveckých vrstiev). Som toho názoru, že bazické intruzíva, nachádzajúce sa v gelnickej a rakoveckej sérii, patria k spoločnému magmatizmu, ktorý v rakoveckej sérii môže predstavovať subsekventnú až finálnu etapu kaledónskeho cyklu.

Otázka vekového zaradenia rakoveckej série, resp. rakoveckých vrstiev ostáva aj potom nedoriešená. Pravdepodobne patrí devónu, ako predpokladajú Woldřich (1913), Matějka — Andrusov (1931), Fusán — Máška — Zoubek (1955). Andrusov (1953) dochádza k názoru, že rakovecká séria by mohla patriť k ordoviku, pretože vo Východných Alpách sa vyskytujú bazické vulkanity až v ordoviku. Neskôr pripúšťa, že je určite mladšia (devón až spodný karbón), nepredpokladá však existenciu kaledónskeho vrásnenia medzi silúrom a devónom, pretože ani v drobovom pásme Východných Álp (ktoré je analogické rakoveckej a gelnickej sérii) nie je dokázané v tomto období žiadne vrásnenie (Andrusov 1958). V literatúre sa uvádza, že horná hraničnica silúru je ostrá, diskordantná, vplyvom hlavnej fázy kaledónskeho vrásnenia hlavne v severoeurópskych výskytoch silúru. V oblasti strednej Európy a v južnejších výskytoch, kam až kaledónske vrásnenie nezasiahlo, prechádza silúr plynule do devónu. Potom aj existencia spišskej fázy vrásnenia v gemerídach sa javí ako problematická.

Efuzívno-sedimentárny vývoj rakoveckej série (rakoveckých vrstiev) bol prerušený až variským orogénom, a to bretónskou fázou vrásnenia, spojerou

s epizonálnou metamorfózou. Po týchto pohyboch začína v súvislosti s morskou transgresiou vývoj karbónu, ktorý tu leží výrazne diskordantne a transgresívne na zvrásnenej rakoveckej sérii. Je súčasťou severogemeridnej synklinály (Maheľ 1953), resp. galmuského pásma (Andrusov 1958).

Karbónom v Spišsko-gemerskom rudohorí sa zaoberali už v minulosti mnohí geológovia, snáď aj preto, že ako v jednom z najstarších geologických útvarov sa zachovala flóra a fauna. Preto je po litologickej a stratigrafickej stránke aj najviac preštudovaný (Kiss 1955; Rakusz 1930; Vachtl 1938; Rozlozsnik 1935; Zelenka 1927; Biely 1956; Maheľ 1954; Fusán 1956; Bouček & Příbyl 1953; Woldřich 1927; Ulrich — Bouček 1931; Němejc 1946; Máška 1957; Pecho — Popreňák 1962; Rozložník 1965, a iní). Vývoj názorov na geológiu, tektoniku a stratigrafiu karbónu dáva Andrusov (1958). Doterajšie nálezy fauny a flóry potvrdzujú, že ide o stredný oddiel vrchného karbónu — westfal-moskov (Vachtl 1938; Kiss 1958; Rakusz 1930; Šusta 1931; Němejc 1946, a iní).

Nové poznatky z predmetného územia potvrdili naše predstavy o vývoji a tektonike karbónskeho súvrstvia tak, ako sme ich uverejnili z oblasti Rudňan (Pecho — Popreňák 1962). Za najsprávnejšie považujem členenie tohto súvrstvia na tri súvrstvia v zmysle Mášku (1957, str. 138): a) spodné, b) stredné — vulkanické a c) vrchné súvrstvie.

(a) *Spodné súvrstvie* tvoria bazálne zlepenice bindt-rudňanského typu, v ich nadloží pieskovce, piesčité a ílovité grafitické bridlice s polohami karbonátov (siderity — Mlynky). Predstavuje príbrežné litorálne pásmo, vyvinuté pozdĺž diskordantnej línie v nadloží rakoveckej série. Bazálne zlepenice ani tu nie sú vyvinuté súvisle, na mnohých miestach chýbajú, čo je spôsobené tektonickými a paleogeografickými zmenami v období sedimentácie. Ich hrúbka je ovplyvnená morfológiou podložného reliéfu; v depresiaciach dosahujú značnej hrúbky, na vyvýšeninách obyčajne chýbajú. Usadili sa v príbrežných plytkomorských pásmach. Smerom do stredu panvy obyčajne vykliňujú a prechádzajú do pieskocov a piesčito-ílovitých bridlic, obyčajne tmavých až čiernych, lokálne s polohami karbonátov.

(b) *Stredné súvrstvie* (Máška 1957) je zastúpené prevažne čistými, masivnými, celistvými až porfyrickými diabázmi, zriedkavo s polohami diabázových tufitov a sivých ílovitých až zelenkavých bridlic. Patrí sem aj pásmo diabázov, ktoré sa tiahne od V. a M. Knoly cez Grajnár smerom na Hlinčík a Bindt, a ktoré sa pôvodne považovalo za diabázy rakoveckej série. Dnes vieme, že patria k vulkanickému súvrstviu karbónu; potvrdzujú to banské práce (prekopy zo šachty gretelskej, viď rez 1 — 1') a hlboké vrty v oblasti Bindtu a Zavadky. Tu všade sa v podloží stredného súvrstvia zistilo spodné bridličnaté, piesčité, ale aj zlepencové súvrstvie karbónu (westfal).



(c) *Vrchné súvrstvie* leží nad vulkanickým a je zložené hlavne z fľovito-piesčitých, tmavých bridlíc až fylitov, lokálne s polohami karbonátov, ktoré sa zistili severne od Rudňan v šachte na Zlatníku a v niektorých vrtoch západne od tejto šachty a nikde neboli zrudnené (metasomaticky zmenené v siderity). Mlynecké metasomatické šošovky sideritov patria spodnému bridličnatému súvrstviu.

Všetky 3 súvrstvia tvoria jednotný stratigrafický celok a patria westfalu. Sú súhlasne zvrásnené a vytvárajú mohutné synklinálne pásmo, ktoré sa prehľbuje a upadá k severu (viď rez 1 — 1'), teda nie v podobe izoklinálnych vrás uklonených k juhu ako to uvádza Vachtl (1938) a iní.

Ďalšie súvrstvie, ktoré možno očakávať v nadloží tzv. vrchného bridličnatého súvrstvia karbónu, zatiaľ nepoznáme, lebo nie je dostupné nášmu pozorovaniu. Totiž, prevažná časť karbónu je tu prikrýta permom a pozorovaniu je prístupná len časť z južného krídla synklinály. Preto nie je vylúčené, že v tejto oblasti je vyvinutý aj vyšší oddiel vrchného karbónu — stefan.

Lektoroval dr. O. Fusán, CSc.

*Geologický ústav Dionýza Štúra,  
Bratislava*

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1958, 1959: Geológia čs. Karpát I, II, SAV, Bratislava. — [2] Bajanič Š., 1960: Poznámky ku geológii územia medzi dolinou Tešnarka a obcou Hnilec. Geol. práce, Správy 20, Bratislava. — [3] Bajanič Š., 1964: Stratigraficko-tektonický výskum východne od Nálepky. Správy o geologických výskumoch v r. 1963, Bratislava. — [4] Biely A., 1956: Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Správy 5, Bratislava. — [5] Biely A., 1958: Geologické pomery územia južne od Spišskej Novej Vsi. Geol. práce, Správy 13, Bratislava. — [6] Bouček B. — Příbyl A., 1953: Stratigrafický a paleontologický výskum slovenského karbónu v okolí Dobšinej. Geol. sborník IV, Bratislava. — [7] Fusán O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. práce, Zošit 55, Bratislava. — [8] Fusán O. — Kamenický J. — Kantor J., 1953: Geologický prehľad Spiško-gemerského rudohoria. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [9] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spiško-gemerského paleozoika. Geol. práce, Správy 2, Bratislava. — [10] Fusán O. — Máška M., 1956: K stratigrafii gotlandu v gemerídach. Geol. práce, Správy 7, Bratislava. — [11] Ilavský J., 1953: Geologické problémy Spiško-gemerského rudohoria vo vzťahu k rudným ložiskám. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [12] Kamenický J., 1956: Vulkanizmus Spiško-gemerského rudohoria. Geol. sborník VII/1—2, Bratislava. — [13] Kamenický J., 1947: Predbežná správa o geologickom mapovaní v okolí Sloviniek. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Kamenický L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemeríd. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [15] Klinec A., 1958: Predbežná správa o mapovaní centrálnej časti gemeríd medzi Smolníkom a Drnavou. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [16] Klinec A., 1959: Stavba centrálnej časti gemeríd. Geol. práce, Zošit 56, Bratislava. — [17] Maheľ M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. —

[18] Maheľ M., 1953: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [19] Maheľ M., 1957: Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemeridnej synklinále. Geol. práce, Zošit 46, Bratislava. — [20] Maheľ M., 1954: K stratigrafii východnej časti gemeríd. Geol. sborník V/1—4, Bratislava. — [21] Maheľ M., 1953: O stratigrafii a tektonike gemeríd. Geol. sborník IV/1—2, Bratislava. — [22] Máška M., 1956: O geologické fylit-diabázové a pipické sérii v rámci stavby Spišsko-gemerského rudohoří. Výroční zpráva 1956, Praha. Rukopis; Geofond, Praha. — [23] Máška M., Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří. (I. Perm). Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, Praha. — [24] Máška M., 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (III. Karbon — celkově). Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957, Praha. — [25] Němeje F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpr. II. tř. Čs. akad. věd. a um., roč. LVI. Praha. — [26] Pecho J. — Popreňák J., 1962: Geologicko-tektonická stavba okolia Rudňan a jej vzťah k rudným výskytom. Geol. práce, Zošit 61, Bratislava. — [27] Rakusz G., 1930: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina und Nagyvisnyó. Geol. Hung. ser. pal. 8, Budapest. — [28] Rozložník M., 1935: Die montangeologischen Verhältnisse der Umgebung von Dobs. Geologica Hungarica ser. geol. Budapest. — [29] Rozložník L., 1957: Geologické a rudné pomery okolia Dobšinej. Geol. práce, Správy 11, Bratislava. — [3] Rozložník L., 1965: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami. SGV — Západné Karpaty, zv. 4, Bratislava. — [31] Snopko L., 1957: Stručná správa o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí N. Slanej. Geol. práce, Správy 11, Bratislava. — [32] Snopko L., 1960: Stručná správa o geologickom mapovaní južne od Dobšinej. Geol. práce, Správy 21, Bratislava. — [33] Šusta V., 1931: O karbonu na Slovensku. Hor. věst. XIII, Praha. — [34] Vachtl J., 1938: O karbónu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří) Sbor. SGÚ XII, Praha. — [35] Woldřich J., 1913: Montanisticko-geologické štúdie ve Spišsko-gemerskem rudohoří severně od Dobšiné. Rozpravy XXI, Praha.

ŠTEFAN BAJANÍK

## KYSLÉ DIFERENCIÁTY BÁZICKÉHO VULKANIZMU V RAKOVECKEJ SÉRII

### Úvod

Rakovecká séria je charakteristickou geosynklinálnou sériou s iniciálnym bázickým vulkanizmom. Zaraďuje sa do devónu (bez paleontologických dôkazov). Stratigraficky sa delí na súvrstvie bazálne a vulkanogénne, ktoré sa ďalej člení na oddiel vulkanický a fylitový (stratigraficky najvyšší člen; Bajaník 1965). Na jej zložení sa podieľajú epimetamorfované sedimentárne a vulkanické členy. Pestrosť vulkanických hornín je sčasti primárna, sčasti podmienená sekundárne (odlišný stupeň uchovania štruktúrnych a textúrnych znakov). Základné horninové typy tvoria: metadiabázy afanitické, zrnité, porfyrické, mandľovcové a metadiabázy s fluidálnou textúrou, diabázovými tufmi a tufitmi. Lokálne ako ich metamorfný derivát v tektonicky exponovaných zónach pristupujú zelené bridlice. Hlavným reprezentantom epimetamorfovaných sedimentov sú fylity (kremito-sericitické, sericitické a sericitickochloritické), menej kvarcity. Kyslé diferenciáty vystupujú vo vulkanickej časti.

### Petrografická časť

Kyslé diferenciáty v rakoveckej sérii sú zastúpené kremitými keratofýrmi, kremitými porfýrmi a porfyrítmi, ako aj ich metamorfnými derivátmi — porfyroidmi a porfyrítoidmi. O horninách tohto typu sa v posledných rokoch hodne diskutuje (napr. Lehman 1949; Ansilewski 1954; Narebski 1964; u nás napr. Palivcová 1955; Fediuk 1960, 1962; Fojt 1962, 1966; Barth 1960, 1966 a iní), a preto názorové rozdiely o nich sú pomerne známe. Pri ich označovaní sa v zásade pridrižiam klasifikácie Hejtmána (1957), pričom uprednostňujem kritériá minerálneho zloženia pred chemickými.

Kremité keratofýry sa zistili v spodných častiach vulkanického oddielu, cca 1,5 km SV od Hnilec—Delava v niekoľkých polohách nad sebou. Vo viacerých prípadoch prechádzajú cez tufity kremitých keratofýrov do diabázov

vých tufitov, resp. zmiešaných typov (tufity, kde vulkanická zložka je zastúpená minerálnou asociáciou, blízkou diabázom a sčasti kremitým keratofýrom).

Makroskopicky sú to horniny masívne, sivej farby, lokálne s odtieňmi do hnedá až hnedomodra, s rozoznateľnými výrastlicami kremeňa a živcov v jemnej až afanitickej základnej hmote. Výrastlice živcov sú početnejšie ako výrastlice kremeňa. Štruktúra horniny je porfyrická. Vo výrastliciach kremeňa je miestami čiastočne zachované idiomorfne dipyramidálne obmedzenie, častá je magmatická korózia; väčšinou sú obmedzené nepravidelne. Všetky zreteľne undulózne zhášajú. Veľkosť výrastlíc je 0,4–0,75 mm.

Živce sú zastúpené jemne lamelovanými plagioklami tabulkovitej formy. Väčšinou sú albiticky, karlovarsky a albit-karlovarsky zrastené. Bázicitou odpovedajú albitu ( $9-12^\circ$  v symetrickej zóne, optický charakter pozitívny, index lomu v optickom smere  $\alpha$ ,  $\beta$  je nižší ako u kanadského balzamu). U niektorých jedincov pozorovať plastické, prípadne ruptúrne deformácie. Sú veľmi slabo premenené (sericitizácia pozdĺž zrastových plôch). Veľkosť výrastlíc je od 0,5 do 0,8 mm. Čo sa týka genézy, prikláňame sa k názoru, že albit je tu primárny.

Základná, panalotriomorfne zrnitá hmota má rozmery v priemere 0,02 mm. Je tvorená z jemnej mozaiky kremeňa a albitu, so sporadickými šupinkami sericitu a chloritu. Akcesoricky pristupuje apatit.

Kremité porfýry sú známe z vrchných častí vulkanického oddielu pri Žakarovciach (asi 3 m mocná poloha v záreze cesty SV od kostola cca 300 m). Prechodné typy (zvýšený obsah chloritu, aktinolit, chýbanie výrastlíc kremeňa) charakterizujú spätosť týchto hornín s okolitými bázickými vulkanitmi v nadloží. Podložie tvoria kremito-sericitické fylity.

Kremité porfýry sú zelenosivé, masívne až slabo stlačené, s makroskopicky pozorovateľnými, do 1 mm veľkými výrastlicami kremeňa nepravidelného tvaru; iba zriedkavo sú zachované tvary s čiastočným kryštalografickým obmedzením. Bežné sú znaky magmatickej korózie. V niektorých výrastliciach sú drobné uzavreniny obdobného zloženia ako základná hmota. Kremeň má výrazné undulózne zhášanie. Veľkosť výrastlíc 0,4–1,2 mm.

Výrastlice živcov nie sú zachované v pôvodnej forme, ale v miestach preexistujúcich výrastlíc sú iba pseudomorfózy sericitu. Morfológické obmedzenie pôvodných minerálov (tabulkovité formy) je zhruba uchované. Štruktúra horniny je porfyrická. Základná hmota má felzitickú štruktúru; je veľmi jemnozrnná, zložená prevažne z kremeňa, s menším zastúpením sericitu, ojedinele chloritu. Akcesoricky je prítomný zirkón, z opakných minerálov hematit.

Porfyroidy sú sivé horniny, výraznej plošne paralelnej textúry, s limonitovými povlakmi na plochách foliácie, s megaskopicky pozorovateľnými deformovanými výrastlicami živcov a kremeňa v rezoch kolmých na foliáciu.

Na hrebeni (Z od Žakaroviec, k. 770,7 od nej západne 200 m) sú odkryté v dĺžke cca 20 m (porušený odkryv s rozpadom).

Ojedinelé výrastlice kremeňa majú viaceré deštrukčné znaky, napr. silné undulózne zhášanie, lokálna granulácia i ojedinelé Böhmve pružky. Obmedzenie nepravidelné, často metamorfne vytiahnuté paralelne s foliáciou. Veľkosť maximálne do 0,8 mm.

Živce sú zastúpené hlavne pertitickým ortoklasom, ortoklasom, šachovnicovým albitom a vzácné albitom (bázicita meraná na Fjodorovom stolku  $An_{3-4}$ , optický charakter pozitívny,  $2V + 78^\circ$ ). Sú tabuľkovitého tvaru, 1 až 3 mm veľké. Niektoré jedince sú idiomorfne, iné mierne korodované, prípadne pôvodné kryštalografické tvary sú sčasti zaoblené. Časté sú deformácie ruptúrneho charakteru. Premena živcov je vcelku slabá (sericitizácia: roztrúsené šupinky, prípadne ich koncentrácia na plochách štiepatelnosti, slabá silifikácia po štiepatelnosti). Ortoklas vytvára lokálne zrasty podľa karlovarskeho zákona. Charakter minerálu je negatívny,  $2V 68^\circ$ , zhášanie  $\beta/c 20-21^\circ$ .



Obr. 1. Formy niektorých výrastlice kremeňa v kyslých diferenciátoch.

Veľkosť zložiek základnej hmoty varíruje v stotinách mm. Obklopuje výrastlice (ojedinele aureoly lupenitých minerálov); mimo nich je lineárne, prípadne jemne prchýbane usporiadaná. Táto schéma je zvýraznená šmuhami limonitu. Zloženie základnej hmoty: kremeň, sericit, živce, vzácné chlorit; akcesórie: zirkón, z rudných minerálov klence hematitu. Štruktúra horniny je blastoporfyrická, základnej hmoty granolepidoblastická.

Kremité porfyrity ako najrozšírenejší horninový typ medzi diferenciami vystupujú v spodných (rakovecká dolina) a vyšších (Hnilec, Žakarovce) častiach rakoveckej série. V rakoveckej doline (1 km J od obce Rakovec, pravý svah) a pri Žakarovciach (2 výskyty SZ od západného okraja obce, cca 70 m Z od k. 770,7 a cca 150 m V od k. 845,0) ich vidno ako porušené odkryvy, resp. rozpady in situ. Pri Hnileci (Z od obce, južné svahy pahorka „Na Šajbách“) vytvárajú tri polohy 5–30 cm hrubé a do 30 m dlhé, zhodne uložené s okolitými metabazitmi (V-S 270° S 60°, S<sub>2</sub> 240°, J 40°). Medzi jednotlivými polohami sú pozvoľné prechody (jemne zvrstvené tufity: kremeň, plagioklas, ortoklas, aktinolit, chlorit, kalcit, sericit).

Makroskopicky sú horniny masívne, prípadne slabo stlačené, prevažne šedo-zelené. V jemnozrnnej základnej hmote možno rozlíšiť fenokrysty kremeňa a živcov. Lokálne horninou prenikajú žilky (mm) kremeňa a kremeň-karbonátu. Štruktúra horniny je porfyrická. Intratelurickú fázu zastupuje kremeň, živce, amfibol a biotit.

Výrastlice kremeňa (0,5–2 mm veľké) sú často magmaticky korodované. Najbežnejšie sú nepravidelné tvary; sporadicky sú zastúpené i rezy kolmé, alebo rovnobežné s vertikálou. Deformácia sa často prejavuje rozdelením jedincov v niekoľko opticky rôzne orientovaných fragmentov. Plagioklasy tvoria tabuľkovité individuá, vzácnejšie lištovité formy, ojedinele i idiomorfne prierezy (010), 0,60 až 2,20 mm veľké. V symetrickej zóne sa zistila bázicita odpovedajúca albitu až albit-oligoklasu, čo potvrdzujú i ďalšie optické hodnoty. Podobne ako u kremeňa pozorovať zjavy magmatickej korózie, i keď v menšej miere. Zo zrastov sú vyvinuté: albitový, periklinový, periklinový v kombinácii s albitovým, vzácne podľa karlovarského zákona. Intenzita premeny plagioklasov je rôzna: od temer nepremených (slabá sericitizácia po plochách štiepatelnosti) po jedince intenzívne zmenené (zachované iba reliktly). Produkty premeny: sericit, kremeň, karbonát, v menšej miere zoizit i aktinolit (Žakarovce).

Ortoklasy, zastúpené pertitickým ortoklasom, tvoria tabuľkovité prierezy hlavne v okolí Hnilca (do 1,5 mm veľké), v reliktnnej forme v rakoveckej doline. Hodnota 2V 70°, zhášanie  $\beta/c$  20°.

Lištovité prierezy biotitu sú až 0,5 mm dlhé. Biotit je chloritizovaný a ba-ueritizovaný. Pleochroizmus:  $\alpha$ -žltá,  $\gamma$ -hnedá, 2V 15°, charakter minerálu negatívny. Uzaviera zirkón.

Amfibol vystupuje ojedinele ako porfyrická výrastlica v kremitom porfyrite v okolí Hnilca. Je zastúpený obyčajným amfibolom, s prierezmi lištovitými a kolmými na vertikálu. Veľkosť jedincov 0,40–0,90 mm. Časté sú dvojčatné zrasty podľa 100. Pleochroizmus:  $\alpha$ -žltozelená až hnedá,  $\gamma$ -sýtozelená. Zhášanie

$\gamma/c$  19°, charakter minerálu negatívny. Uhol optických osí i ostatné optické vlastnosti odpovedajú obyčajnému amfibolu. Pri lokálne pozorovanej aktinolitizácii amfibolu terminálne ukončenie je rozstrapatené, ihličkovité. Obsahuje uzavreniny apatitu. Pomerne častá je tektonická deformácia až prejavy kataklázy. Štruktúra horniny je porfyrická.

Základná hmota je zložená z kremeňa, sericitu a chloritu, menej z albitu, epidotu a aktinolitu; spravidla býva slabo usmernená, veľkosti častíc 0,015 až 0,03 mm. Vzácnne pristupuje drobný, alotriomorfne obmedzený leukoxenizovaný ilmenit a rutil.

Za porfyritoidy považujeme niektoré partie kremítých porfyritov v okolí Hnilca, výraznej plošne lineárnej textúry. Ich minerálne zloženie je rovnaké ako kremítých porfyritov. Výrastlice kremeňa, živcov a amfibolov sú postihnuté tektonoplastickou deformáciou a ruptúrami. Hornina má blastoporfyrickú štruktúru. Základná hmota je jasne usmernená, diferencovaná, s minerálnou asociáciou: kremeň, chlorit, epidot, aktinolit, menej albit, ojedinele sericit. Zastúpenie, ako i vzájomný pomer jednotlivých zložiek základnej hmoty sa mení, čo sa čiastočne odráža v určitom pruhovaní základnej hmoty.

#### Planimetrické analýzy

lokalita hornina minerály	Hnilec— Delava kremítý keratofýr	Žakarovce kremítý porfýr	Žakarovce porfyroid	Rakovce	Hnilec	Žakarov- ce
				kremítý porfýrit		
kremeň	12 00 %	34,50 %	15,00 %	12,50 %	9,80 %	6,4 %
plagioklas	18,50 %	15,50 %	6,20 %	24,70 %	8,40 %	25,3 %
ortoklas		pseudomor- fózy	30,40 %	1,70 %	5,00 %	
biotit				1,46 %		
amfibol					1,20 %	
základná hmota	69,50 %	60,00 %	48,40 %	60,02 %	75,60 %	68,3 %
počet bodov na cm <sup>2</sup>	3,671	3,230	4,052	7,283	8,025	5,232

#### Chemická charakteristika

V petrografickej časti sme poukázali na pestré zloženie diferenciátov v rakovskej sérii, ktoré sa odráža aj v ich chemizme, ako je vyjadrený v pripojených tabuľkách.

Tabuľka chemických analýz

	4	9	11	20	22
SiO <sub>2</sub>	80,31	62,70	69,75	66,28	63,92
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,69	0,23	0,62	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,42	13,75	9,58	13,51	15,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	0,76	1,04	1,64	2,43
FeO	2,86	3,77	1,03	3,37	2,80
MnO	0,04	0,06	0,03	0,23	0,07
MgO	1,29	2,81	1,21	2,24	2,44
CaO	0,42	5,06	7,89	1,96	1,12
Na <sub>2</sub> O	0,35	2,80	4,60	5,90	6,62
K <sub>2</sub> O	1,80	1,15	0,37	0,57	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	stopy	0,29	0,28	0,20	0,25
str. suš.	0,27	0,21	0,08	0,14	0,13
str. žih.	1,62	2,46	0,30	2,91	2,49
SO <sub>3</sub>	—	0,02	0,03	0,05	0,07
S	—	0,04	0,05	—	—
CO <sub>2</sub>	—	4,45	4,32	—	—
Cu	—	0,02	—	—	—
	100,25	100,85	100,71	99,62	99,25

Analýza 4: Žakarovce, kremitý porfýr, analyzoval Dvonč, GÚDŠ (p. -po odpočítaní žiliek kremeňa). — 9: Rakovec, kremitý porfyrít, analyzoval Hemžová a kol., GP Brno. — 11: Hnilec, kremitý porfyrít, analyzoval Hemžová a kol., GP Brno. — 20 a 22: Žakorovce, kremitý porfyrít, analyzovala Tkaczyková, GP Turčianské Teplice.

Analýza č. 4. Kremitý porfýr, Žakarovce, asi 300 m SV od kostola, odkryv v záreze cesty. Zelenošedá, slabostlačená hornina, s výrastlicami kremeňa a pseudomorfózami po živochoch. Základná hmota felzitická je zložená z kremeňa, menej sericitu a málo chlo-ritu; opakné minerály: limonit a hematit. Silifikácia horniny.

Analýza č. 9. Kremitý porfyrít, 1 km J od Rakovca, rozpad in situ. Masívna hornina šedozelenej farby s výrastlicami kremeňa, plagioklasov, relikto- ortoklasov a baueritizo- vaného biotitu (ojedinele). Základná hmota má minerálne zloženie: kremeň, albit, sericit, málo epidotu.



Tabuľka Niggliho hodnôt

	4	9	11	20	22
si	561,82p.	250,95	314,58	279,93	255,78
al	42,90	32,45	25,47	33,50	36,06
fm	42,08	31,97	15,20	31,98	31,25
c	3,27	21,64	38,21	8,88	4,81
alk	11,68	13,94	21,14	25,64	27,88
al-alk	31,22	18,51	4,33	7,86	8,18
al-fm	0,85	0,48	10,27	1,52	4,81
c/fm	0,07	0,68	2,51	0,28	0,15
k	0,76	0,22	0,05	0,06	0,09
mg	0,35	0,52	0,54	0,44	0,46

Analýza č. 11. Kremitý porfyrít, Hnilec, južné svahy „Na Šajbách“, odkryv. Svetlozelená hornina porfyrickéj štruktúry. Výrastlice: kremeň albit-oligoklas, obyčajný amfibol. Slabo usmernená základná hmota sa skladá z drobných zrníčok kremeňa, epidotu, ojedinele pristupuje aktinolit, sericit, chlorit a albit.

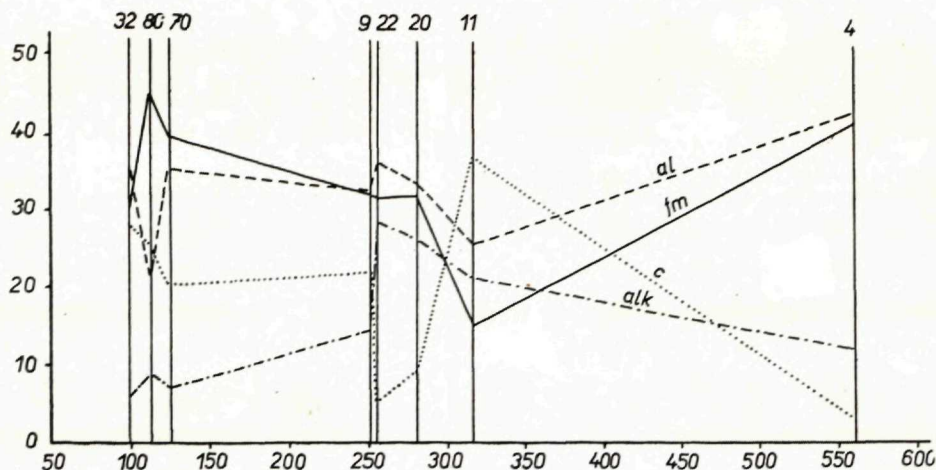
Analýza č. 20. Kremitý porfyrít, Z od Žakaroviec, cca 150 m V od k. 845,0; porušený odkryv s rozpadom na ploche 30 × 30 m. Masívna hornina s výrastlicami kremeňa (do 2 mm) a plagioklasov, postihnutých slabou sericitizáciou a epidotizáciou. Základná hmota slabo usmernená, zložená hlavne z kremeňa, sericitu, albitu, albitoligoklasu. Akcesórie: rutil.

Analýza č. 22. Kremitý porfyrít, Z od Žakaroviec, asi 70 m Z od k. 770,7; porušený odkryv na hrebeni. Hornina má masívnu textúru, šedozelenú farbu a makroskopicky rozoznateľné výrastlice kremeňa a živcov. Živce sú tabuľkovitých foriem; prináležia albitu, časté sú zrasty. Produkty premeny živcov: kremeň, albit, sericit, epidot. Základná, nevýrazne usmernená hmota má zloženie: kremeň, chlorit, sericit.

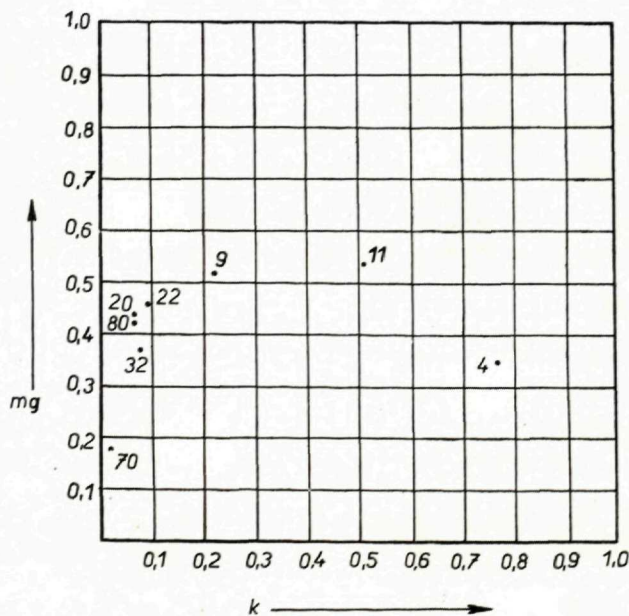
Z chemických analýz bol zostrojený variačný (obr. 2) a k-mg diagram (obr. 3), doplnený hodnotami niekoľkých diabázov, prevzatých z práce Kamenický — Marková (1957) za účelom kompletizácie predstavy o chemizme základných magmatických členov v rakoveckej sérii. Z variačného diagramu vidíme zreteľné zoskupenie magmatických typov od členov báziických k acidným. Značná variabilita Niggliho hodnôt je odrazom rozmanitosti horninových typov. Z toho súčasne vyplýva, že stupeň diferenciácie magmy v rakoveckej sérii je vyšší než sa dosiaľ predpokladalo.

Podľa chemickej klasifikácie kremité porfyrity prináležia normálnemu radu do skupiny kemitodioritovej, typ magmy normálkemitodioritový. U niekto-

rých je rozpätie väčšie a pozorovať posun ku kyslejším skupinám. Kremité porfýry, ktorých minerálne zloženie a štruktúrne znaky dovoľujú pomerne jednoznačnú klasifikáciu, po stránke chemického zloženia zasahujú až k in-



Obr. 2. Variačný diagram niektorých kyslých diferenciátov. 32-diabáz Ráztoky; 80 — diabáz Rakovec; 70 — diabáz Hnilec (všetko prevzaté z práce Kamenický L. — Marková 1957); 9 — kremitý porfýrit, rakovecká dolina; 22 — kremitý porfýrit Žakarovec; 20 — kremitý porfýrit Žakarovec; 11 — kremitý porfýrit Hnilec; 4 — kremitý porfýrit Žakarovec.



Obr. 3. Diagram k-mg (vysvetlivky pozri obr. 2).

termediárnym magmatickým skupinám, čo zrejme ovplyvnili hydrotermálne procesy a prítomnosť rudných minerálov (limonit, hematit).

### Záver

V rakoveckej sérii sa zistili nové vulkanické členy typu kremitých keratofýrov, kremitých porfýrov a kremitých porfyrítov, lokálne premenené v porfyrity a porfyritydy, interpretované ako diferenciáty bázičného vulkanizmu. Vystupujú v asociácii s horninami diabázového charakteru a ich pyroklastikami. Pre diabázy rakoveckej série (tak ako pre horniny tohto typu v mnohých podobných komplexoch) je charakteristická nerovnovážna minerálna asociácia, so známymi femickými komponentmi na jednej strane a acídnyimi plagioklasmi na strane druhej. Táto skutočnosť sa vysvetľuje albitizáciou diabázov (v zmysle Deweya—Fletta 1911). Že plagioklasy boli pôvodne bázičnejšie, nasvedčuje zvýšená koncentrácia saussuritu v centrách žilcov a sporadicky zaznamenané andezíny v jadrách albitov. V rakoveckej sérii sa však sa môžu vyskytovať aj spility, ktorých albity sú primárne.

Lektoroval dr. L. Snopko.

### LITERATÚRA

- [1] Ansilewski J., 1954: Keratofiry gór Kaczawskich. Arch. mineralogiczne, t. XVIII/1. Warszawa. — [2] Bajaník Š., 1965: Stratigrafia, tektonika a magmatizmus rakoveckej série. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [3] Barth V., 1960: Devonský vulkanizmus štenbersko-hornobenešovského pásma v Nízkom Jeseníku. Stát. ped. nakladatelství, Praha. — [4] Barth V., 1966: The initial Volcanism in the Devonian of Moravia. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Charles University, Praha. — [5] Dewey H. — Flett J. S., 1911: On some british pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag., V/8. London. — [6] Fediuk F., 1960: Algonkiecké vyvřeliny v okolí Říčan. Acta Universitatis Carolinae, Geologica 1. Praha. — [7] Fediuk F., 1962: Vulkanity železnobrodského krystalinika. Rozpravy ÚÚG, svazek 29, Praha. — [8] Fojt B., 1962: Petrografická charakteristika oblasti hornoměstských ložisek kyzů a rud barevných kovů. Práce brněnské základny ČSAV, sešit 9, spis 433, Praha. — [9] Fojt B., 1966: Keratophyre rocks of the kies deposits in the Jeseníky area. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Charles University, Praha. — [10] Hejtman B., 1957: Systematická petrografie vyvřelých hornin. ČSAV. Praha. — [11] Kamenický L. — Marková M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemeríd. Geol. práce, Zošit 45, Bratislava. — [13] Lehmann E., 1949: Das Keratophyr—Weilburgit—Problem. Heidelberg. Beitr. z. Min. u. Petr., 2, Berlin—Göttingen—Heidelberg. — [14] Narebski W., 1964: Petrochemia law puklistych Gór Kaczawskich i niektóre ogólne problemy petrogenезы spilitów. Prace Muzeum Ziemi, Nr. 7. Warszawa. — [15] Palivcová M., 1955: Geologicko-petrografické poměry v kozohorském pásmu a jeho nejbližším okolí (Dobříšsko). Sborník ÚÚG, XXII, odd. geol. Praha.

**SAURERE GESTEINSABARTEN DES BASISCHEN VULKANISMUS IN DER  
RAKOVEC SERIE**

Die Rakovecer Serie stellt im Zips — Gömörer Erzgebiet eine typische Geosynklinalserie mit dem basischen Initialvulkanismus vor. Stratigraphisch wird sie in eine vulkanogene und eine Basalschichtfolge unterteilt. Die erstere hat ein vulkanisches Schichtenpaket und den Phyllithorizont (stratigraphisch das höchste Glied; Bajaník 1965). An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich epimetamorphierte Sediment- und vulkanische Glieder. Das bunte Bild der letzteren ist teilweise primären Charakters, zum Teil durch sekundäre Faktoren bedingt.

Die wesentlichsten Gesteinstypen sind afanitische, körnige, porphyrische und mandelförmige Metadiabasgesteine und Metadiabase mit fluidaler Textur, Diabastuffen und — tuffiten. Stellenweise kommt in den tektonisch exponierten Lagen noch Grünschiefer dazu. Als bedeutendster Vertreter der epimetamorphierten Sedimente erscheinen Phyllite (quarz-sericitisch, sericitisch, und sericit-chloritisch) seltener Quarzite

Die saureren Gesteinsabarten im vulkanischen Teil sind durch Quarz-haltige Keratophyre, Quarzporphyre und Porphyrite, wie auch durch metamorphe Derivate — Porphyroide und Porphyritoide vertreten. Diese Gesteinsgruppe wird in der letzten Zeit oft diskutiert, wobei sich in ihrer Beurteilung manche Unterschiede resultieren. Im vorliegenden Beitrag werden im Sinne von Hejtmann'schen (1957) Klassifikation die mineralogischen Kriterien vor chemischen bevorzugt.

Diese Gesteinsabarten kommen im unseren studierten Gebiet in Vergesellschaftung mit Diabasen und deren Pyroklastikum vor. Für die Diabase ist eine Mineralvergesellschaftung — wie sie auch aus anderen ähnlichen Gebieten bekannt ist — mit üblichen femischen Elementen einerseits und den aciden Plagioklasen andererseits. Diese Erscheinung wird durch die Albitisierung der Diabase erklärt. Dass die Plagioklase ursprünglich einen basischeren Charakter hatten, bezeugt eine erhöhte Konzentration des Saussurits in der Mitte der Plagioklase und sporadisch festgestellte Andesine in den Albitkernen.

IVAN MATULA

## PRÍSPEVOK KU GEOCHÉMII PYRITOV NA LOŽISKU FICHTENHÜBEL V SPIŠSKO-GEMERSKOM RUDOHORÍ

V monografickej práci o geochemii pyritu niektorých ložísk Západných Karpát Cambel — Jarkovský (1967) charakterizujú rôzne zákonitosti distribúcie Co a Ni hlavne v pyritoch syngenetických ložísk. O geochemii pyritu z hydrotermálnych ložísk podávajú len základné geochemické údaje. Vzhľadom na význam distribúcie Co a Ni začali sme sa touto otázkou bližšie zaoberať. Táto práca podáva prvé výsledky o distribúcii Co a Ni a ostatných mikroelementov v pyritoch hydrotermálnych ložísk Sp.-gr. rudohoria.

Študovaná lokalita Fichtenhübel leží vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria, južne od obce M. Líšek a štruktúrne spadá do smolnickeho ložiskového tahu, ktorý prechádza jeho centrálnou časťou. Ložisko tvorí sériu paralelných siderit-sulfidických žíl s kremeňom. Sú to žily: Kornélia, Konštancia, Krištof, Johana, žily Michal a Daniel. Smer žíl je generálne ZSZ-VJV, dĺžka 800 až 1300 m, mocnosť premenlivá. Nie všetky časti sú však prístupné tak, aby bolo možné odobrať vzorky; preto boli sledované štyri žily, a to Konštancia (najväčšia), Krištof, Michal a Daniel. Podľa Návesňáka (1959) má zrudnenie charakter rudných stĺpov, uklonených na západ pod uhlom 70°. Ich smerná dĺžka je 300 až 400 m, hĺbkové pokračovanie je známe do 500 m. Žilné štruktúry sú rozmiestnené súbežne, ale kulisovite a v priečnom reze ich usporiadanie tvorí akoby vejár, ktorého splynutie možno predpokladať v hĺbke.

Táto špecifická štruktúra odráža sa i v zonálnom rozmiestnení zrudnenia (Drnzíková 1967). V dôsledku priečnej horizontálnej zonálnosti na žile Krištof, ktorá sa nachádza v strede vejáru, teda v osi rudného poľa, dominuje sulfidná mineralizácia, ktorá smerom k okraju, t. j. k žilám s miernejším úklonom, ustupuje v prospech sideritovej mineralizácie, až v okrajových partiách prevláda výplň čisto sideritová. Pozdĺžna horizontálna zonálnosť sa prejavuje ubúdaním sulfidov a mliečnobieleho kremeňa smerom k okraju. Vertikálna zonálnosť sa prejavuje zväčšovaním podielu sulfidov nad sideritom a hlbšie narastá podiel ankeritu na úkor sideritov za súčasného ubúdania sulfidov.

Mineralógiu rudných žíl podrobne spracovala Drnzíková (1967). Podľa nej je rudná výplň jednotlivých žíl nasledovná:

**Žila Konštancia.** Hlavnú masu predstavuje hrubokryštalický siderit; veľký podiel má mliečnobiely kremeň so sulfidmi. Tieto tvoria izolované hniezda a izometrické zhluky, hlavne v siderite, menej v kremeň. Dominuje chalkopyrit a tetraedrit. Typické sú veľké kryštály pyritu tvaru krychle a pentagonálne dodekaedre.

**Žila Krištof.** Rudnú výplň tvorí siderit, pomerne rozdrvený, tmelený sulfidmi a kremeňom. Hniezda a zhluky sú menej typické.

**Žila Michal.** Jej zvláštnosťou je zonálna stavba rudnej výplne, tvorenej drobnokryštalickým sideritom. Prevažnú časť však tvorí siderit hrubokryštalický s klencami až niekoľko cm veľkými. Zonálna stavba je zvýraznená striedaním svetlo a sivobéžových zón sideritu. Obsahuje málo sulfidov v tvare hniezd.

2 žily Daniel majú rovnakú minerálnu výplň i textúrnu stavbu, sú tvorené hrubo až stredozrnným sideritom so zonálnym rastom kryštálov. Tretia, najmocnejšia, má najviac drobnokryštalického sideritu a nečistobiely kremeň. V sideritovej výplni sú ojedinelé hniezda sulfidov.

Celkove sa na ložisku zistili tieto minerály: arzenopyrit, kobaltín, pyrit, pyrotín, melnikovit, markazit, bravoit, weisit, goetit, magnetit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, Bi minerály (sulfobizmutáty Pb, Sb) rýdzi Bi, Au galenit, živce, kremeň, siderit, kalcit a ankerit.

Pyrit je v celom žilnom systéme dosť rozšírený; veľkosť jeho minerálov kolíše od niekoľko mm až do 4 cm. Vyskytuje sa najčastejšie v tvare krychle a pentagonálneho dodekaedra, pričom sa jeho zrná koncentrujú do monominerálnych agregátov, hlavne v hrubokryštalickom siderite. Podľa mikroskopického štúdia pyrit týchto tvarov kryštalizoval skôr ako sideritová výplň. Má spravidla idiomorfne obmedzenie. Väčšina zrn uzatvára v sebe zrná arzenopyritu, málo pyrotínu, prípadne kobaltínu. Obyčajne sú zrná intenzívne kataklazované a pukliny vyhojené sideritom, rekryštalizovaným pyritom a inými sulfidmi, čo badať hlavne u veľkých monokryštálov. Preto i separácia pyritu bola veľmi sťažená. Veľmi málo sa vyskytuje v asociácii s minerálmi mladšej sulfidnej mineralizácie. Vytvára obyčajne okrajové lemy, prevažne na chalkopyrite, menej na zrnách tetraedritu.

Celkove bolo z rudného poľa Fichtenhübel analyzovaných 56 vzoriek pyritov. Na podrobné štatistické zhodnotenie distribúcie a sledovanie charakteru rozdelenia je to málo. Ide však o čiastkový výsledok, ktorý dáva určitý obraz, už i preto, že ide o vymedzenú ložiskovú oblasť.

Pri výskume sme sa snažili priblížiť metódam, uvedeným v práci Cambel — Jarkovský (1967), aby bolo možné porovnávať výsledky. Možno povedať, že asociácia stopových prvkov v pyritoch rajónu Fichtenhübel je dosť bohatá. Sledovali sme ju podrobne na základe spektrálnych analýz precíznym vyhodnotením pomocou SPD stupnice, kde je možné podrobne vyhodnotiť vzájomný pomer jednotlivých prvkov, t. j. relatívne zvýšenie, resp. zníženie ich obsahu a ktoré možno pomocou štandardov vyhodnotiť s dostatočnou presnosťou

i kvantitatívne. Výsledky spektrálnych analýz sú v tab. 1. Priemerne koncentrácie prvkov sú vyjadrené v stupňoch SPD podľa jednotlivých horizontov a žíl.

### Diskusia

Trdlička (1960) v štúdiu o ložiskovej oblasti Fichtenhübla považuje viaceré prvky za heterogénne prímеси litofilného charakteru: Al, Ba, Be, Ca, Cr, Ga, K, Mg, časť Mn, Nb, P, Sc, Ti, Y, Yb. Zbytok považuje za heterogénne sulfidy: Ag, As, Bi, Cd, Co, Cu, Ag, Hg, In, Ni, Sb, Sn, Zn. Zaujímavé, že za heterogénne prímеси považuje i Ni, Co, Zn, Cd, Ag. Vysvetlenie toho nie je také jednoznačné. I keď boli na ložisku zistené samostatné minerály, Ni a Co mikroskopicky sa zistili hlavne v chalkopyrite. A podľa analýz obsah Co a Ni v chalkopyrite nie je vyšší ako v pyritoch.

Z porovnania výsledkov vyplývajú určité zvláštnosti rozdelenia prvkov, napr. osobitné postavenie žily Krištof; nápadné zvýšenie obsahu hlavne Bi, Sb, Zn, menej As, Cu, Sn, Pb; prítomnosť Ba a B v pyritoch žily Konštantia a žily Michal. Neprítomnosť Tl ako indikátora nízkej termality svedčí o vzniku za vyšších teplôt. Podobne je tu prítomný Mo a Ge len v nepatrnom množstve.

Pri horizontálnom sledovaní na žile Konštantia možno pozorovať zmeny obsahu niektorých prvkov v pyrite. Je to: zvýšenie obsahu Bi, Pb, Sb, Zn smerom do hĺbky od Konštantie Vyšnej cez Nižnú a Novú až po úroveň štólne Raky, teda prvkov, ktoré sa výrazne prejavili ako anomálne v pyritoch žily Krištof, čo potvrdzuje predpoklad jej vejárovitého napojenia na žilu Krištof. Možno namietť, že Bi vzhľadom na výskyt v rýdzom stave možno považovať za heterogénnu prímес podobne ako Sb z tetraedritov. Ťažšie však vysvetliť skutočne anomálny obsah zinku (oproti 2,1 a 2,4 stupňa SPD na žile Konštantia a Michal 9,7 stupňa SPD na žile Krištof), keď obsah zinkových minerálov je relatívne nižší ako sulfobizmutátov, prípadne Sb minerálov. Kvôli názornejšiemu zobrazeniu postavenia Co a Ni v pyritoch ako dôležitých mikroelementov z hľadiska genézy pyritov a ako prvkov, ktoré určitým spôsobom odrážajú vplyvy metamorfózy, termality aj u syngenetických ložísk, zostavili sme grafy závislosti oboch prvkov. O hydrotermálnych pyritoch sa tvrdí, že nevykazujú stály obsah, že obsahy Co a Ni sú vyššie ako v sedimentárnych pyritoch a že nevykazujú nijakých výraznejších zákonitostí (Cartens 1942; Hegemann 1943).

Z grafu vyplýva niekoľko faktov: Prevalencia Co nad Ni a vzrast obsahu Co rovnomerne s obsahom Ni, pričom pri nižších obsahoch Co je až enormne vysoký obsah Ni, čo nie je spôsobené pozíciou vzoriek na ložisku, pretože zastúpenie týchto vzoriek je nepravidelné u všetkých žíl. Pravdepodobne je to spôsobené výskytom samostatných minerálov Co v blízkosti pyritov, pričom Ni sa koncentruje priamo v pyrite.

Tab. 1

	ž. Konštancia					ž. Michal				ž. Krištof			ž. Daniel			Fi.
	Vyš.	Niž.	Nová	Raky	Σ	Raky	I.	II.	Σ	Raky	II.	Σ	II.	IX.	Σ	Σ
Ag	1,5	6,6	6,8	4,3	4,8	4,3	2,0	6,0	4,1	3,0	5,0	4,0	8,6	3,5	5,5	4,6
Al	4,7	4,0	4,9	3,4	4,2	4,3	2,0	3,5	2,9	1,0	2,5	1,7	4,0	1,5	2,5	3,6
As	1,0	8,6	9,9	7,2	6,7	8,0	7,5	8,7	8,0	9,0	8,5	8,7	5,3	10,0	7,5	7,7
Au	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ba	0,7	0,4	0,6	1,3	0,7	0,7	1,0	0,7	0,8	—	—	—	—	—	—	0,4
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	4,0	4,7	5,7	6,9	5,3	2,3	4,0	3,7	3,1	8,0	8,0	8,0	1,7	3,0	2,3	4,6
B	0,1	0,1	0,1	0,5	0,2	0,7	0,5	—	0,4	—	—	—	—	—	—	0,2
Ca	6,1	6,7	7,4	6,5	6,7	8,0	5,5	0,7	6,7	7,0	6,5	6,7	5,7	8,0	6,7	6,7
Cd	—	—	—	—	—	0,7	—	0,7	0,5	—	0,5	0,2	—	—	—	0,2
Co	6,7	7,7	8,3	5,2	6,8	3,3	3,0	6,0	4,1	4,0	0,5	2,1	5,0	9,0	7,0	4,9
Cr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	13	16	15	13	14	12	11	11	11	15	17	16	15	11	13	13,7
Fe	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Ga	2,3	2,9	3,8	2,0	2,7	4,7	—	5,2	3,3	—	2,5	1,8	1,7	1,5	2,1	2,4
Ge	—	0,2	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Hg	—	0,2	—	—	0,1	—	—	—	—	1,5	0,7	—	—	—	—	0,2
P	—	—	—	0,2	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ir	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Y	—	—	0,1	0,3	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
Yb	—	—	—	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1
K	1,1	1,1	0,8	9,2	3,0	0,7	—	0,7	0,4	—	—	—	1,7	1,9	1,8	1,3



Li	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	13	15	15	12	14	14	11	13	13	12	12	12	16	16	16	13
Mn	8,1	9,1	9,4	6,8	8,3	8,0	6,0	7,7	7,2	5,0	6,0	5,5	9,6	12	11	7,9
Mo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na	2,4	2,0	2,4	1,5	2,1	1,3	1,5	1,5	1,4	1,0	0,5	0,7	1,7	2,0	1,8	1,5
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ni	4,9	5,2	4,8	4,3	4,7	4,0	2,0	3,0	3,0	3,0	1,5	2,2	3,6	6,5	5,6	3,8
Os	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	3,4	3,5	4,1	5,3	4,1	2,3	4,5	4,7	3,8	6,0	6,0	6,0	6,0	6,3	6,1	5,0
Pd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	1,9	4,5	5,5	5,3	4,3	2,3	3,0	4,0	3,1	2,0	13	7,2	3,0	1,0	2,0	4,0
Sc	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Si	16	15	15	14	16	14	14	14	14	16	15	15	15	15	15	15
Sn	0,6	1,1	0,3	2,9	1,2	4,7	3,5	2,2	3,5	6,0	5,0	5,7	3,0	0,5	1,8	3,0
Sr	0,6	0,8	0,4	0,3	0,5	0,3	—	0,5	0,3	—	—	—	0,3	—	0,1	0,3
Te	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—	—	1,0	—	0,3	—	—	—	—	—	—	0,1
Tl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
W	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zn	1,6	2,2	1,8	2,9	2,1	1,7	2,5	3,0	2,4	7,0	12	9,7	2,3	1,5	2,7	4,1
Zr	5,0	6,4	6,1	3,5	5,2	4,3	2,0	4,2	3,5	2,0	3,0	2,5	5,3	0,8	3,1	4,5
U	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Tab. 2 Prehľad výsledkov kvantitatívnych spektrálnych analýz Co a Ni

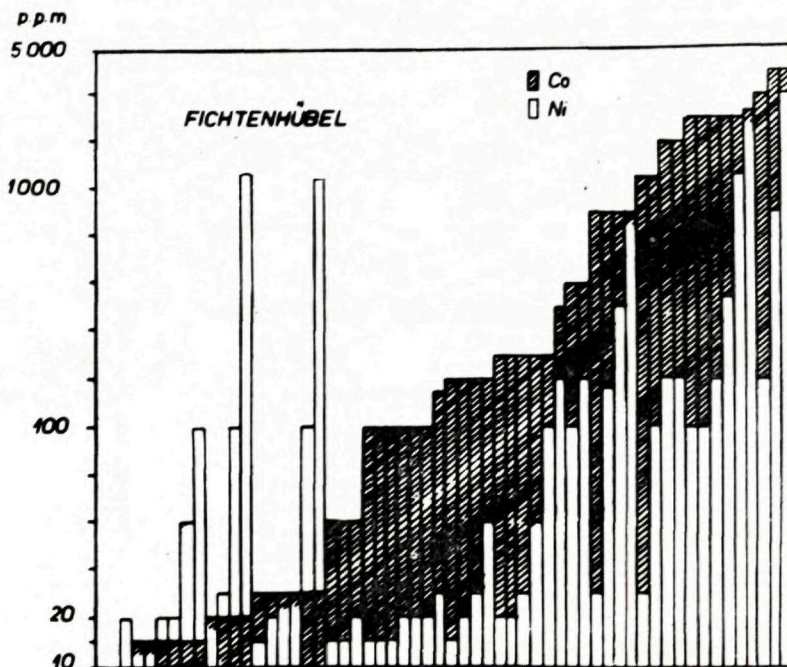
Kr. = kremeň, Si = siderit, Ch = chalkopyrit, Te = tetraedrit, Tm = turmalín, Aspy = arzenopyrit, Bi = bizmutové minerály, Sf = sfalerit, 10 = čís., udávajúce veľkosť kryštálov, j = jemnozrný, s = stredozrný, h = hrubozrný, i = idiomorfne obmedzený.

vzorka	Co	p. p. m	Ni
<i>ž. Konštancia</i>			
Fi — 11 (Kr, Si, Ch, Te), 10, i	3.400		3.400
61 (Kr, Si, Ch, Te), 2, i	10		20
15 (Kr, Si), 2, i	170		30
30 (Kr, Si), 1, i	100		20
29 (Kr, Si), 2, i	60		10
28 (Kr, Si, Ch), 2, i	100		10
27 (Kr, Si, Ch), 10, i	30		10
26 (Si, Ch), 1, i	900		200
59 (Kr, Si-s), 2, i	30		100
60 (Kr, Si-h, Ch, Te), 1, i	900		1.050
63 (Kr, Si-h, Ch, Te), 1, i	10		100
65 (Kr, Si-h, Ch), 1, i	300		60
152 (2, i)	30		30
110 (Kr, Si-j), 10, i	200		30
111 (Kr, Si-j, Ch), 0,5, i	100		20
116 (Kr, Si-j, Ch, Te), 1, i	300		20
117 (Kr, Si-h, Ch), 2, i	200		20
114 (Kr, Si-j, Ch), 10, i	3.000		200
121 (Kr, Si-j), 5, i	300		30
122 (Kr, Si, Ch), 5, i	900		30
125 (Kr, Si-h, Ch, Te), 2, i	2.000		20
109 (Kr, Si-j), 10, i	5.000		900
113 (Kr, Si-h, Ch, Te), 5, i	600		200
124 (Kr, Si-h, Ch), 2, i	3.000		100
135 (20, i)	3.000		1.050
134 (Kr, Si-j, Ch), 20, i	100		10
133 (Kr, Si, Ch, Te), 5, i	1.050		30
131 (Kr, Si-s, Ch), 2, i	20		100
118 (Kr, Si-h, Ch, Te), 10, i	300		200
106 (Kr, Si-j, Te), 1, i	20		1.070
25 (Kr, Si-h), 20, i	30		1.050
24 (Kr, Si-h, Te, Tm), 1, i	30		20
22 (Kr, Si-s, Ch, Te), 2, i	2.000		100
21 (Kr, Si, Ch, Te), 2, i	3.000		550
20 (Kr, Si-h), 3, i	100		20
19 (Kr, Si-h) 2, i	60		10
16 (Kr, Si-h, Ch), 1, i	1.050		100
23 (Kr, Si-s, Aspy), 10, i	900		170

Pomer obsahu Co a Ni v absolútnych hodnotách je rozdielny a kolíše v jednotlivých horizontoch a žilách od 0,545 : 1 až po 8,312 : 1. Jedine na žile Krištof ako celku je Ni vyšší než Co. Žily Konštancia a Michal majú pomer Co a Ni takmer rovnaký.

Ďalšie závislosti, ako napr. mikrochemizmus pyritov v súvislosti s minerálnou asociáciou, veľkosťou jednotlivých kryštálov a iné vzťahy bude možno

vzorka	Co	Ni
<i>ž. Michal</i>		
Fi — 83 (Kr, Si-s, Ch), 2, i	10	10
74 (Kr, Si-h), 10, i	200	60
142 (Kr), 2, i	30	30
67 (Kr, Si-s, Ch), 2, i	20	20
141 2, i	60	20
80 (Kr, Si-h, Ch), 10, i	4.000	200
82 (Kr, Si-s, Ch), 1, i	100	10
67 (Kr, Si-s), 2, i	10	60
145 (Ch), 2, i	200	10
<i>ž. Krištof</i>		
Fi — 9 (Kr, Si, Ch), 2, i	20	30
105 (Si-s, Ch, Te), 2, i	10	10
101 (Kr, Si-h, Ch, Te, Bi), 10 i,	—	20
<i>ž. Daniel</i>		
Fi — 66 (Kr, Si-h, Ch, Te, Sf), 2, i	600	100
69 (Kr, Si-h), 5, i	—	—
78 (Kr, Si-h, Ch), 1, i	300	200
144 (Kr), 5, i	5.000	4.000
79 (Kr, Si-h), 20, i	500	200
70 (Kr, Si-h), 20, i	2.000	300

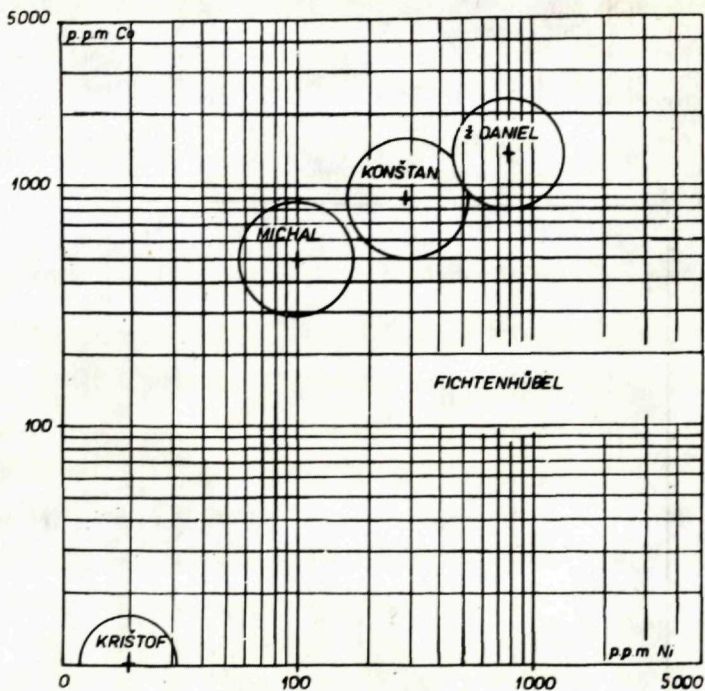


Obr. 1. Graf obsahu Co a Ni v pyritech ložiska Fichtenhübel

Pomery Co : Ni pre jednotlivé horizonty, žily a celý rudný rajón sú nasledovné:

	∅ horizont	∅ žily	∅ celého rud. rajónu
Konštancia vyšná nižná nová raky	4,080 : 1 3,156 : 1 8,312 : 1 1,164 : 1		
ž. Konštancia ž. Krištof ž. Michal ž. Daniel		3,392 : 1 0,545 : 1 3,154 : 1 1,503 : 1	
Fichtenhübel			1,711 : 1

Grafické znázornenie pomeru Co a Ni zvyrazňuje odlišné postavenie žily Krištof:

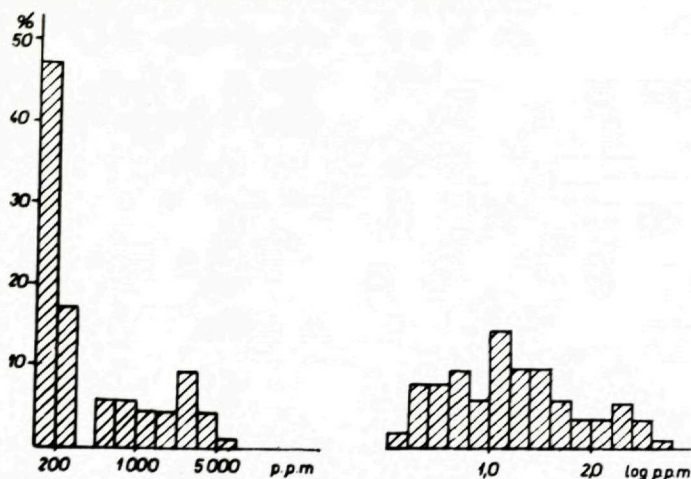


Obr. 2. Pomer zastúpenia Co/Ni.

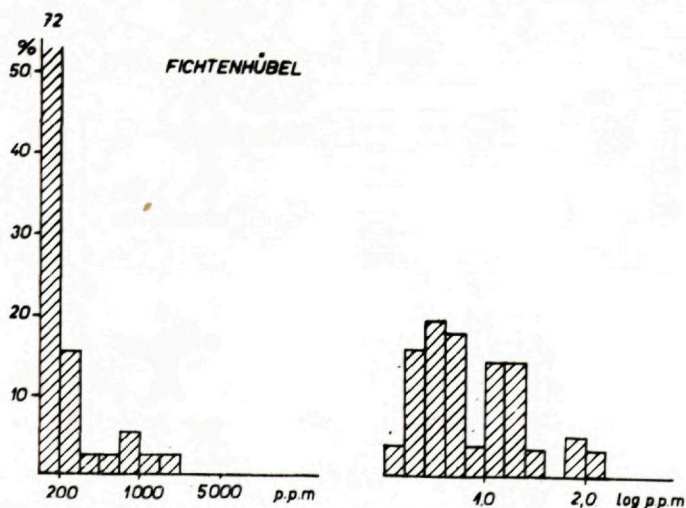
skúmať, až bude k dispozícii väčšie množstvo analýz z hydrotermálnych pyritov, a hlavne z viacerých lokalít. Vplyvy minerálov, vyskytujúcich sa v úzkej paragenéze s pyritmi, na tomto ložisku zjavne nebadáť.

Na ložisku sa vyskytujú pyrity variabilnej veľkosti (0,5 až 20 mm veľké). Z grafov závislostí obsahu Co a Ni na veľkosti pyritových jedincov možno usúdiť, že Co je rozložený pomerne rovnomernejšie ako Ni vo všetkých zrnitostných veľkostiach, pričom badať náznak, že s veľkosťou zrn stúpa obsah Co relatívnejšie viac ako Ni. I tu však treba poznamenať, že údaje, ktoré boli k dispozícii, nie sú dostatočné pre definitívne závery.

Čo sa týka rozdelenia koncentrácií Co a Ni, vidno (obr. 3, 4), že oba prvky majú charakter distribúcie veľmi blízky lognormálnemu typu. Na logaritmickú stupnicu vidno zas, že oba prvky majú rozdelenie blízke normálnemu s tým, že u Ni ide o niečo väčšiu pozitívnu asymetriu.



Obr. 3. Distribúcia Co v pyrite.



Obr. 4. Distribúcia Ni v pyrite.

## LITERATÚRA

[1] Cambel B.—Jarkovský J., 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der ČSSR. Vyd. SAV, Bratislava. — [2] Carstens C. W., 1942: Über den Co—Ni—Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen. Kgl. Norsk. Videnskabs. — [3] Drnzíková L.—Mandáková K.—Matula J., 1967: Správa o miner. petrografickom a geochemickom štúdiu žíl rudného poľa Fichtenhübel. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [4] Fleischer M., 1955: Minor elements in some sulfide minerals. Econ. geol. 2, Lancaster. — [5] Hegemann F., 1943: Die geochemische Bedeutung von Co und Ni im Pyrit. Zeitschr. f. angew. Min., Berlin. — [6] Návešňák J., 1959: Správa o geologickom prieskume ložiska Fichtenhübel. Rukopis; Archív GP, Spišská Nová Ves. — [7] Trdlička Z., 1960: Závěrečná zpráva a výzkumu rud z ložiskové oblasti Smrekový vrch. Rukopis; UNS, Kutná Hora.

IVAN MATULA

### CONTRIBUTION TO THE GEOCHEMISTRY OF THE FICHTENHÜBEL PYRITE

The geochemistry of pyrite on the hydrothermal deposits is closely connected with the distribution of Co and Ni. The present paper gives the first results of the study of the distribution of these and other microelements in pyrites of the hydrothermal deposits in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. The locality studied, called Fichtenhübel is situated in the eastern part of the mountains, to the south of Mníšek. The preliminary informations about the results of the study sound as follows:

(1) Pyrites of the area of hydrothermal veins studied display a rich association of these elements: Ag, Al, As, Ba, Bi, B, Ca, Co, Cu, Fe, Ga, Ge, Hg, P, Y, Yb, K, Mg, Mn, Na, Ni, Pb, Sb, Sn, Si, Sr, Ti. In comparison with pyrites of the syngenetic sedimentary deposits, the former are enriched with some elements, especially with Zn, Pb, Bi, Sb, Sn, displaying insufficient amount of V and the absence of Mo.

(2) The Ni and Co contents in pyrites are widely dispersed.

(3) There is the necessity to make more precise the earlier opinions about the absence of any dependence in the distributions of the Ni and Co contents in pyrites of hydrothermal and magmatogene deposits.

The following regularities have been found: a) the low Co content in pyrites (up to 20 p. p. m) is connected with extremely high Ni content; b) the higher Co contents predominate over Ni. The Co : Ni ratio is considerably fluctuating within 0.345 : 1—8.312 : 1. On the whole Fichtenhübel deposit the ratio is 1.711 : 1. The ratio is vertically altering, e. g. on the vein Konstancia the regular alterations within 1 : 1—8 : 1 were found on the distance of 200 m; c) with the Co content the Ni content is also increasing.

(4) Not only Co and Ni, but other microelements in pyrites of hydrothermal origin, e. g. Zn, Bi, Sb, reflect the wholesale vein mineralization. The presence of these elements in the anomalous concentrations evokes the decrease of the Co and Ni contents (cf. the Krištof vein), indicating the possibility to use the geochemistry of pyrite for the determination of the temperature at the rise of deposits. By this the regularity found in the sedimentary pyrites is affirmed, the Co content increasing with the degree of metamorphosis. The metamorphism may be substituted by higher thermality of the original hydrothermal solutions in hydrothermal pyrites.

(5) The histograms of the distribution of Co and Ni display the regularity of the lognormal distribution of Ni and Co in pyrites of hydrothermal origin.

IVAN REPČOK

## HABITUS ZIRKÓNOV NIEKTORÝCH GRANITOIDOV MALEJ FATRY, NÍZKYCH TATIER A VEPORÍD

### Úvod

Štúdium akcesorických minerálov granitoidných hornín sa až v poslednom čase dostalo do popredia záujmov. Do roku 1955 sa na Slovensku neobjavili žiadne práce o akcesorických mineráloch [prvá práca je od Mišíka (1955), druhá od Hovorku—Hvožďaru (1965); v prvej práci ide o akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov, v druhej z veporidných granitoidných hornín].

Na základe štúdia literatúry sme došli k názoru, že najväčšiu pozornosť z akcesorických minerálov granitoidov si zasluhuje zirkón. Spočiatku sme uvažovali o štúdiu chemických vlastností zirkónov jednotlivých typov granitoidných hornín, ale pri štúdiu ich optických vlastností sa zistilo, že to nebude možné, lebo sa zistilo viac generácií, ktoré pri danom stave separácie nie je možné oddeliť. Vhodnou metódou pre štúdium jednotlivých typov zirkónov by bolo použitie mikrosondy. Problémom však ostávajú opticky homogénne štandardy. Sľubné sú predbežné výsledky metódou disperzie dvojlomu, ktoré sú však zatiaľ neoverené (Kuznecov 1964). Venovali sme preto v tejto práci pozornosť habitu zirkónov, najmä pomerom ich dĺžky a šírky z niektorých granitoidných hornín Malej Fatry, Nízkyh Tatier a Veporíd. V priebehu štúdia sme zistili, že štatistická analýza pomerov dĺžky a šírky zirkónov môže priniesť nové poznatky o tvorbe granitoidných hornín (hĺbka masívu v dobe tuhnutia a autometamorfné procesy).

Je všeobecne známe, že morfológické vlastnosti minerálov (i akcesorických) sú funkciou fyzikálno-chemických podmienok ich vzniku. Ako príklad môžeme uviesť prítomnosť dlhoprizmatických a ihličkovitých kryštálov vzniklých v dôsledku rýchleho tuhnutia horniny.

Smorčkov (1953) uvádza, že apikálne časti granitoidných masívov Strednej Ázie majú oproti hlbinným ďaleko viac dlhoprizmatických kryštálov. Podobné javy pozorovali Ljachovič—Červinskaja (1960) v granitoidných horninách severného Kaukazu, Hoppe (1951) a ďalší. Claus (1936) popisuje v malých granitoidných masívoch Harzu ihličkovité kryštály zirkónu, ktoré vznikali v dôsledku rýchleho chladnutia týchto

malých masívov. Podobné javy pozoroval Sobolev (1961) v žilných granit-porfyritoch spojených s granitoidmi amantauského masívu.

Podľa Ljachoviča (1963) prítomnosť väčšieho množstva dlhoprizmatických zirkónov môže byť obrazom nehlbokých podmienok vzniku horniny, alebo potvrdením jej žilnej formy. Wyatt (1954) označil dlhoprizmatické kryštály zirkónov ako „zirkóny kontaminovaného typu“, ktorých vznik je podmienený prítomnosťou asimilovaného materiálu v magme. Ljachovič (1963) k tomu poznamenáva: Keďže sa kontaminované granitoidy nachádzajú v zónach kontaktu s okolitými horninami, výskyt dlhoprizmatických zirkónov je asi výsledkom rýchleho chladnutia magmy, a nie jej znečistenia asimilovaným materiálom. K tomu poznamenávame, že aj v našich podmienkach sa nachádzajú v miestach asimilácie zbytkov plášťa väčšie množstvá dlhoprizmatických zirkónov; tieto však neovplyvňujú výrazne množstvo zirkónov s väčším pomerom dĺžky a šírky (máme na mysli drobné šmuhy asimilovaného materiálu). Na základe vlastných pozorovaní prikláňame sa k názoru Ljachoviča (1963).

Pomer dĺžky a šírky zirkónov sme sledovali v niektorých granitoidoch Malej Fatry, Nízkych Tatier a Veporíd. V podstate nám išlo o to, či habitus zirkónov je vo všetkých typoch rovnaký, alebo či rozdielny habitus zirkónov a jeho štatistické vyhodnotenia možno použiť pri štúdiu vzniku granitoidných hornín tatroveporidného kryštalinika.

### *Petrografický popis študovaných typov granitoidných hornín*

Geologické pomery výskytov granitoidov, ktorých vzorky sme podrobili štatistickému výskumu, popisujú mnohí autori (Koutek, Zoubek, Kubíny, Kamenický J., Krist, Ivanov, Hovorka a ďalší). Preto uvedieme len zoznam vzoriek a krátky petrografický popis:

1. hybridný granodiorit, Kralovany, kameňolom, S od ústia Oravy do Váhu (Malá Fatra);
2. granit magurského typu, kameňolom v doline potoka Bystrička asi 4–5 km S od Kralovian (Malá Fatra);
3. biotitický kremitý diorit až granodiorit „dumbierskeho typu“, Bystrá dolina (Nízke Tatry);
4. biotitický granodiorit až granit „prašivského typu“, Dúbrava–Predpekelná (Nízke Tatry);
5. biotitický granodiorit až granit „prašivského typu“, Magurka (Nízke Tatry);
6. biotitický granodiorit až granit „prašivského typu“, Železné (Nízke Tatry);
7. biotitický granodiorit s nezreteľnými porfyrickými varietami, kameňolom pri Lieskoveci (veporské kryštalinikum);
8. biotitický granodiorit až kremitý diorit typu Sihla, Tlstý Javor, zárez cesty Čierny Balog–Sihla (vepor. kryšt.);
9. biotitický granodiorit až kremitý diorit typu Sihla, Hriňová – priehrada (veporské kryštalinikum);
10. porfyrická varieta biotitického granodioritu až kremitého dioritu typu Sihla, Podkriváň, prirodzený východ 200 m severne od cesty pri ústí tunela (veporské kryštalinikum);
11. porfyrická varieta biotitického granodioritu až krem. dioritu, Dobroč, pri Č. Balogu (veporské kryštalinikum);
12. biotitický granodiorit, kameňolom Česká Brezovo (veporské kryštalinikum);
13. biotitický granodiorit, kameňolom Zlatno (veporské kryštalinikum).

Z granitoidných hornín Malej Fatry boli sledované dva odlišné typy. V *hybridných granitoch* majú absolútnu prevahu plagioklasy (prevažne oligoklas-andezín, menej albit-oligoklas); tvoria až cca 30–40 % celkového objemu horniny. Z K-živcov je zastúpený ortoklas (5–10 %). Plagioklasy sú silne seri-



citizované, K-živce minimálne. Charakteristickým znakom týchto granitov je značné množstvo voľného kremeňa. Biotit (10–12 %) má červenkavo hnedý pleochroizmus, muskovit väčšinou chýba, alebo je prítomný len v akcesorickom množstve. Z akcesórií sú zastúpené: magnetit, apatit, granát. Tento typ patrí petrograficky granodioritom, a nie žulám, reprezentuje ho vzorka z Kralovian.

*Granit magurského typu* má zelenkastú, niekedy ružovkastú farbu, všesmerne zrnitú štruktúru a homogénne minerálne zloženie; má vyššie percentuálne zastúpenie ortoklasu, menší podiel voľného kremeňa a biotitu; prítomný je aj jemnošupinatý muskovit. Plagioklas tvorí asi 35 % (bázický oligoklas až oligoklas-andezín). Vonkajšie časti tvorí plagioklas s menším obsahom anortitovej zložky ako vnútorné. Ortoklas je zastúpený dvoma generáciami. Prvá kryštalizovala pred vylúčením kremeňa, kým druhá ukončuje kryštalizačný proces. Optické vlastnosti oboch generácií sú totožné. Rozdielny je len habitus. Ortoklasy druhej generácie sú nápadne väčšie a nie sú zdvojitované. Percentuálne zastúpenie ortoklasu sa pohybuje od 20 do 35 %. Mikroklin je vždy xenomorfný (0 až 5 %). Oproti predchádzajúcemu typu často pozorujeme myrmekitizáciu. Kremeň je bez nápadnejších petrografických zvláštností. Biotit vytvára lištovité jedince, do značnej miery baueritizované (6–7 %). Muskovit tvorí 2–3 % horniny. Z akcesórií je prítomný zirkón uzatvorený v kremeni, apatit, ojedinele rutil, z rudných súčiastok magnetit a titanomagnetit s leukoxénovou obrubou. Tento typ reprezentuje vzorka z doliny Bystričky.

Podľa Ivanova a L. Kamenického (1957) sa oba typy od seba značne líšia. Hybridné granity majú zvýšený podiel biotitu, paralelnú textúru a vyšší obsah kremeňa a plagioklasov. Často obsahujú zbytky sedimentov; celkove sú značne inhomogénne. Naproti tomu granity magurského typu sú charakterizované vyrovnaným kryštalizačným rázom a všesmerne zrnitou štruktúrou. Kryštalizácia K-živcov a muskovitu je spojená s obohatením apikálnych častí intrúzie draslíkom, ktorý spôsobil v plášti metasomatózu. Jeho vzťah k hybridným granitom je určený metasomatickými premenami. Ide teda o relatívne mladšiu intruzívnu fázu. Petrografický popis vzoriek bol prebraný z práce Ivanov – Kamenický L. (1957) a doplnený vlastnými pozorovaniami.

Z oblasti nízkotatranského kryštalického jadra sme skúmali vzorky z lokalít: Bystrá dolina, Dúbrava, Železnô a Magurka.

*Biotitický kremitý diorit až granodiorit „dumbierskeho typu“*. Ide prevažne o strednozrné horniny s prevahou plagioklasov nad K-živcami. Plagioklasy sú zastúpené oligoklasom až andezínom. Kyslejšie plagioklasy sa vyskytujú zriedkavejšie. Lokálne sa zistili plagioklasy so zonárnou stavbou. Obsah K-živcov sa pohybuje od 0 do 7 %. Lokálne bol zistený myrmekit. Množstvo kremeňa sa pohybuje okolo 30 %. Biotit je tretím najrozšírenejším minerálom hornín tohto typu. Muskovit sa vyskytuje len v akcesorickom množstve, vo väčšom množstve len v jemnozrných typoch na severnom okraji masívu. Z ak-

cesorických minerálov bol v hojnom množstve zistený apatit (niekoľko desiatín %), málo zirkónu a oxydických Fe rúd, zo sekundárnych minerálov minerály epidot-zoizitovej skupiny a sericit. Tento typ reprezentuje vzorka z Bystrej doliny.

*Prašivský typ* zastupuje biotitický granodiorit (zriedkavejšie granit), nerovnomerne zrnitý, so zreteľnými porfyrickými výrastlicami mikroklínu a ortoklasu ružovej farby. Plagioklasy a K-živce sú zastúpené v tomto type v rovnakom množstve. Plagioklas je zväčša zelenkavý (v dôsledku hydrotermálnej autometamorfózy). Zriedkavo sa vyskytujú partie s nepremeným plagioklasom bielej farby. K-živce sú dvojakého typu: jedny tvoria súčasť základnej hmoty, druhé prenikajú ako mladší metasomatický mikroklin, prípadne ortoklas v alotriomorfných zrnách do základnej hmoty. Porfyrické výrastlice sú podľa Kubínyho metasomatického pôvodu, niekedy sú zatlačené šachovnicovým albitom. Biotit má zelenkavú farbu a je často chloritizovaný. Kremenné jedince obsahujú plynové uzavreniny. V hojnom množstve je prítomný apatit, zriedkavo zirkón, magnetit, rutil a pyrit. Tento typ reprezentujú vzorky z lokalít: Dúbrava, Magurka, Železnô (petrografický popis podľa Koutka (1931), Zoubka (1953, 1964 — vysvetlivky ku gen. mape doplnené vlastnými pozorovaniami).

Z granitoidných hornín veporidného kryštalinika sme skúmali vzorky z lokalít: Hriňová, Tlstý Javor, Lieskovec, Dobroč, Podkriváň, Zlatno a České Brezovo.

*Biotitický granodiorit až kremitý diorit typu Sihla* je stredne zrnitý, na veľkej ploche monotónneho zloženia, hypidiomorfne zrnitej štruktúry. Plagioklasy tvoria hypidiomorfne až alotriomorfne zrná (oligoklas-andezín); sú sericitizované a saurizované. Na styku plagioklasov s K-živcami je prítomný myrmekit. Množstvo plagioklasov okolo 30 %. Ortoklas vystupuje v podradnom množstve (0 až 13 %) a býva často pertitický. Lokálne vystupuje mikroklin, ktorý je charakteristickým minerálom pre porfyrovité variéty tohto typu. Kremeň tvorí mozaiku undulózne zhášajúcich alotriomorfných zrn. Z tmavých minerálov je prítomný biotit rôznej veľkosti a obmedzenia, často sekundárne premenený (epidotizácia, chloritizácia, baueritizácia). Percentuálny obsah biotitu značne kolíše. Muskovit vystupuje sporadicky. Z akcesórií je najhojnejší titanit, ktorého idiomorfne zrná sú až 1 cm veľké a majú obáľkovitý tvar. Vyskytuje sa aj v podobe jemnozrnných agregátnych obrúb okolo magnetitov. Z ďalších akcesórií sú prítomné: apatit, zirkón, ortit, magnetit, titanomagnetit a pyrit, zo sekundárnych minerálov epidot-zoizitovej skupiny  $\beta$ -zoizit (nevylučuje sa ani prítomnosť ostatných minerálov epidot-zoizitovej skupiny), sericit, chlorit, bauerit, kalcit, albit, kaolinit.

Tento typ reprezentujú vzorky z Hriňovej, Tlstého Javora. K tomuto typu

patria ešte vzorky z lokalít: Lieskovec, Podkriváň a Dobroč, ktoré sa od vyššie popísaných líšia obsahom porfyrických výrastlíc. Prevažne ide o K-živce. Biotitický granodiorit z Lieskoveca sa vyznačuje nevýraznými, ostatné dve vzorky výraznejšími porfyrickými výrastlicami. U vzorky z Dobroče pozorujeme tlakové usmernenie porfyrických výrastlíc i základnej hmoty v dôsledku pokryštalizačných tektonických pochodov.

JV časť veporidného kryštalinika reprezentujú vzorky zo *západnej časti kohútskeho kryštalinika* (Zlatno a České Brezovo). Ide o rovnomerne zrnitý *biotitický granodiorit* s lokálnymi prechodmi do nevýrazných porfyrovitých variét. Porfyrické výrastlice tvoria prevažne K-živce. Hornina má hypidiorfnú až porfyrickú štruktúru. Plagioklasy majú nejednotné zastúpenie anortitovej zložky. Väčšie jedince tvorí oligoklas; albit vytvára nepravidelnejšie drobné jedince, oproti oligoklasu vystupuje podradnejšie. Na styku plagioklasov s K-živcami sa zistil myrmekit (lokálne). K-živce tvoria porfyrické výrastlice (značná časť mikroklin). Pre biotit je charakteristický intenzívny pleochroizmus. Je postihnutý slabými premenami. Z akcesorických minerálov sú prítomné: zirkón, apatit, rutil, pyrit, titanit a bežné sekundárne minerály. Petrografický popis vzoriek z veporidného kryštalinika bol prevzatý z prác Zoubka (1936), Hovorku (1960), Repčoka (1962) a Hovorku — Hvožďaru (1965).

#### Popis prípravných prác

V teréne sme odobrali asi 20–30 kg vzorky z každej lokality. Materiál bol rozbitý na kusy o priemere 10 cm, ktoré boli ďalej drvené na veľkosť 3–5 cm a potom 1–2 cm. Tento materiál sme mleli na kuželovom mlyne na veľkosť pod 1 mm. Sitovaním a opakovaným mletím bol získaný materiál pod 0,5 mm. Potom nasledovalo premývanie vzoriek za účelom odstránenia kalov. Získaný materiál bol ďalej koncentrovaný na otrasnom splave za účelom získania koncentráту ťažkých minerálov. Potom sme robili delenie v ťažkej kvapaline M-45 (šp. váha 2,97) na centrifúge za použitia dvojstenných skúmavok za účelom rýchlejšieho oddelenia ľahkej frakcie. Ťažká frakcia sa oddelila trvalým magnetom; nemagnetický podiel bol separovaný na elektromagnetickom separáte. Neelektromagnetickú frakciu, tvorenú prevažne apatitom, zirkónom a pyritom, sme potom skvartovali na množstvo asi 0,3 g. Toto množstvo sme rovnomerne rozsykali na podložné sklíčko o veľkosti 10 × 5 cm a na ňom sme za pomoci mikroskopu merali dĺžku a šírku zirkónov. Pritom bolo zistené, že pre reprodukovateľnosť stačí premerať 300–400 zrn.

#### Pomer dĺžky a šírky zirkónov

Pomer dĺžky a šírky zirkónov analyzovaných hornín podáva nasledujúca tabuľka:

č. vzorky d/š	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13												
	0-1			2									
1-2	141	44	106	83	110	69	36	83	117	22	29	52	24
2-3	223	155	194	204	233	241	182	239	248	148	148	149	148
3-4	25	132	74	89	44	71	135	65	28	144	135	109	121
4-5	2	39	13	17	8	13	24	6	3	54	52	45	64
5-6	5	20	5	3	1	1	11	3		24	22	31	26
6-7		6	1			1	5			4	9	7	8
7-8			1				2				1	3	2
nad 8							1						3

Podľa počtu zrn zirkónov rovnakého pomeru d/š v jednotlivých vzorkách sme vzorky (podľa lokalít) zostavili do niekoľkých skupín: pomer d/š od 1 do 3 predstavujú zirkóny typu A, pomer 3-5 zirkóny typu B, pomer nad 5 zirkóny typu C. Poznávame, že u každej vzorky bol meraný rovnaký počet zrn, takže ich môžeme navzájom porovnávať.

Z nižšie uvedenej tabuľky vyplýva rozdelenie analyzovaných hornín do dvoch skupín, podľa vzájomného pomeru vystupovania zirkónov typu A a B, resp. podľa zastúpenia zirkónov typu C. Do prvej skupiny sme zaradili horniny, ktorých pomer zirkónov A : B je približne 1 : 1/2 a nižší, množstvo zirkónov typu C nepresahuje 2 % celkového množstva zirkónov.

Do druhej skupiny patria horniny, ktorých pomer zirkónov A : B je približne 1 : 1 a množstvo zirkónov typu C sa pohybuje nad 5 % celkového množstva zirkónov.

Na základe vyššie uvedených znakov do prvej skupiny patria vzorky z lokalít: Hriňová, Kralovany, Magurka, Tlstý Javor, Železnô, Bystrá dolina, Dúbrava. Do druhej skupiny patria vzorky z lokalít: Lieskovec, České Brezovo, Zlatno, Dobroč, Podkriváň, Bystričky.

Množstvo zirkónov jednotlivých typov:

Lokalita	Počet zirkónov typu A	Počet zirkónov typu B	Počet zirkónov typu C
Hriňová	365	27	—
Kraľovany	344	31	5
Magurka	343	52	1
Tlstý Javor	322	71	3
Železnô	310	84	2
Bystrá dol.	302	87	7
Dúbrava	287	106	3
Lieskovec	218	159	19
Č. Brezovo	201	154	41
Bystričky	199	171	26
Dobroč	177	185	32
Zlatno	172	187	39
Podkriváň	170	198	28

Vzorky prvej skupiny patria na základe geologicko-petrografických výskumov spomenutých autorov k horninám, ktorých kryštalizácia prebiehala v relatívne väčšej hĺbke pod povrchom za iných termodynamických podmienok ako v horninách, ktoré podľa pomeru d/š zirkónov patria do druhej skupiny. Podľa rozmiestnenia patria prevažne do vnútorných častí tatroveporidného granitoidného komplexu; ich kryštalizácia prebiehala za pozvoľného chladnutia magmy. Túto úvahu podporujú výsledky pomeru d/š zirkónov hornín, ktoré sme zaradili do prvej skupiny. Prevalu krátkoprizmatických kryštálov za podobných podmienok popisujú Smorčkov (1953), Ljachovič—Červinskaja (1960), Sobolev (1960) a ďalší. Tu sa však musí brať do úvahy, že časť reprezentujú vzorky, u ktorých sú mikroskopicky pozorovateľné znaky autometamorfózy, na ktorú poukazujú Koutek, Zoubek, Kubíny a ďalší. Na základe zistení Poldervaarta—Eckelmana (1955) a Hallbauera (1961) sme predpokladali v horninách s jasnými znakmi autometamorfózy značné zvýšenie obsahu zirkónov s pomerom d/š okolo 3, nezistili sme ho však. V tom prípade môžeme usudzovať, že k autometamorfóze v centrálnych častiach tatroveporidného komplexu došlo za iných termodynamických podmienok ako

v častiach okrajových. Oproti horninám druhej skupiny tu išlo o kryštalizáciu za pomalšieho tuhnutia a vývoja väčšieho počtu zirkónov typu A a len nepatrného počtu kryštálov typu C. To znamená, že autometamorfóza v centre prebehla vo väčších hĺbkach ako v okrajových častiach.

Druhá skupina sa obmedzuje na okrajové časti tatroveporidného granitoidného komplexu. Na základe väčšieho množstva zirkónov typu B a C a známych geologicko-petrografických poznatkov usudzujeme, že ich vznik bol podmienený rýchlym tuhnutím v nehlbokých častiach. Tieto horniny majú výrazné znaky autometamorfózy vo všetkých pozorovaných vzorkách.

Za predpokladu, že prítomnosť dlhoprizmatických zirkónov je podmienená autometamorfózou granitoidných hornín, výsledky našich pozorovaní môžu naznačovať, že autometamorfóza mohla prebehnúť v tom istom časovom intervale za rozdielnych termodynamických podmienok, závislých na vzdialenosti autometamorfovaného masívu od povrchu. To by potvrdzovalo úvahu Zoubka (1964), že autometamorfóza okrajových častí granitoidného komplexu prebiehala v horninách, ktoré neboli tak pohyblivé ako centrálné časti. Jedným oporným bodom by mohlo byť zvýšené množstvo zirkónov typu B a C v tých častiach, ktoré chladli rýchlejšie. Potom však musíme predpokladať, že nie autometamorfóza je rozhodujúcim činiteľom pri tvorbe dlhoprizmatických zirkónov, ale termodynamické podmienky, za ktorých autometamorfóza prebehla. Potvrdzujú to približne rovnaké množstvá zirkónov podobného habitu v Ľumbierskom a prašivskom type. Prašivský typ je podľa Koutka, Zoubka a Kubínyho autometamorfónny. Z uvedeného vyplýva, že autometamorfóza tu prebehla v hĺbke, kde neboli vhodné termodynamické podmienky pre vznik väčšieho množstva zirkónov typu B a C.

Naproti tomu u magurského typu z Malej Fatry pozorujeme zvýšené množstvá zirkónov typu B a C. Tu môžeme potom hovoriť, že ku kryštalizácii došlo v čase, keď táto granitoidná masa nebola ďaleko od povrchu. U hybridných granitoidov Malej Fatry nenachádzame výrazné zjavy autometamorfózy; zaradili sme ich do prvej skupiny. U hybridných granitoidov Malej Fatry musíme venovať pozornosť aj ich textúrnym znakom. Podľa Ivanova — Kamenického L. (1957) hybridné granitoidy boli v čase kryštalizácie postihnuté tangenciálnymi tlakmi, o čom svedčí ich makroskopicky šmuhovaná textúra. V tomto prípade, i keď sa podľa pozície hybridných granitoidov zdá, že ide o horninu okrajovej časti tatroveporidného komplexu, si pomôžeme úvahou. Predpokladajme, že kryštalizácia hybridných granitoidov prebiehala počas orogénu. Vtedy vládli termodynamické podmienky, nevhodné pre vznik charakteristických tvarov zirkónov. Keď po uvoľnení tangenciálnych tlakov došlo k intrúzii granitoidov magurského typu, muselo dôjsť k takým zmenám v blízkosti hybridných granitoidov (ktoré už boli z časti utuhnuté), že na mieste

serorogénnych magurských granitoidov sa vytvorili termodynamické podmienky, vhodné pre rýchlejšiu kryštalizáciu. Počas orogénu mohlo zrejme dôjsť k takým veľkým zmenám termodynamických podmienok. Za orogénneho kludu si ťažko vysvetliť tak rýchlu zmenu termodynamických podmienok v pomerne krátkom časovom intervale. V tejto rýchlej zmene môžeme nájsť vysvetlenie kvantitatívneho rozdielu prítomnosti jednotlivých typov zirkónov v hybridných a magurských typoch granitoidov Malej Fatry.

Na základe týchto úvah môžeme vysloviť domienku, že štúdium habitu zirkónov (presnejšie pomeru d/š) môže prispieť k objasneniu niektorých genetických zvláštností tvorby granitoidov a najmä v úzkom spojení s ďalšími petrografickými a geochemicko-geochronologickými výskumami by nám dalo nové údaje o relatívnej hĺbke kryštalizácie, resp. autometamorfných procesoch tvorby granitoidov.

Skutočnosť, že autometamorfóza v centrálnych častiach tatroveporidného komplexu prebehla za odlišných termodynamických podmienok ako v okrajových, sa potvrdila zbežným prehliadnutím materiálu z kryštalinika Žiaru, kde rozdiely habitu zirkónov autometamorfných a dvojsludných granodioritov sú podobné ako v granitoidných horninách Nízkych Tatier. Aj tu asi autometamorfóza prebiehala za pozvoľnej kryštalizácie v hĺbke.

Situácia v nami študovanej časti veporidného kryštalinika na základe sledovania habitu zirkónov je nasledovná. V severozápadnej časti pásma Kráľovej hole v oblasti Hriňová—Čierny Balog neboli pozorované zirkóny typu B v takom množstve, aby sme mohli hovoriť o rýchlej kryštalizácii. Nevylučujeme možnosť lokálneho zvýšenia typu B a C v blízkosti xenolitov plášťa a xenolitov samotných. V takom prípade by však išlo o zjavy kontaminácie, zapríčinené asimilovaným materiálom. JV a južnú časť kráľovohoľského pásma tvoria horniny postihnuté autometamorfózou v termodynamických podmienkach, vhodných pre tvorbu väčšieho množstva zirkónov typu B a C. Obdobné pomery sú i vo vzorkách z lokalít České Brezovo a Zlatno, ktoré patria biotitickým granodioritom západnej časti kohútskeho kryštalinika.

Hovorka—Hvoždara (1965) zistili dlhoprizmatické zirkóny (ich typ C s pomerom 5 : 1 a viac) vo všetkých vzorkách. Stotožňujeme sa s ich konštatovaním, že dlhoprizmatické zirkóny vznikli v okrajových, rýchlo tuhnúcich častiach granitoidných masívov, prípadne malých masívov.

## Záver

Na základe meraní d/š zirkónov a ďalších výskumov granitoidných hornín bude možno usudzovať na termodynamické podmienky za akých vznikali jednotlivé horninové typy, menovite:

(a) či autometamorfóza horniny prebehla vo veľkej hĺbke, alebo v relatívne menšej hĺbke pod povrchom;

(b) u žilných hornín môžeme očakávať prítomnosť zirkónov typu B a C; výskum „žulových porfýrov“ SV od Brezna nám zrejme ukáže tieto horniny v novom svetle;

(c) u masívov nepostihnutých autometamorfózou by bolo možné zistiť, či ide o apikálne, alebo hlbinné časti;

(d) u malých intrúzií možno očakávať väčšie množstvo dlhoprizmatických zirkónov.

Doterajším meraním d/š v skúmaných horninách sa zistilo:

(1) magurský typ granitov kryštalizoval rýchlejšie ako hybridné granitoídy, k jeho kryštalizácii došlo v nevelkej hĺbke pod povrchom;

(2) pretože niet rozdielu medzi pomerom d/š dumbierskeho a prašivského typu, je možné, že autometamorfóza prašivského typu prebehla vo väčšej hĺbke ako v okrajových častiach tatroveporidného granitoidného komplexu;

(3) autometamorfóza v nami skúmaných horninách veporidného kryštali- nika prebiehala v nehlbokých partiách pod povrchom.

Tieto závery nepovažujeme za definitívne, pretože zatiaľ bolo podrobené takémuto výskumu len niekoľko typov granitoidných hornín. Chceli sme len poukázať na možnosti aplikácie štúdia pomeru d/š zirkónov v karpatských granitoidných horninách.

Záverom ďakujeme pracovníkom oddelenia nukleárnej geológie GÚDŠ v Bratislave za všestrannú pomoc pri tejto práci.

#### LITERATÚRA

- [1] Agafonova T. N., 1961: Morfologija iskažennych kristallov cirkona kak indikator ich genezisa. Dokl. AN SSSR, tom 140, No 2, Moskva. — [2] Claus G., 1936: Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. Neues Jahrb., Bd 71, Abt. A, Stuttgart. — [3] Hallbauer D., 1961: Die akzessorischen Schwerminerale der westerzgebirgischen Granite. Neues Jahrb. Bd. 97, Hf 1. Stuttgart. — [4] Hoppe G., 1951: Die akzessorischen Schwermineralien in Eruptivgesteinen am Beispiel des Ramberg—Granits und andere Harzer Gesteine. Geologica 9, Berlin. — [5] Hoppe G., 1957: Das Erscheinungsbild der akzessorischen Zirkone des Lausitzer Granodiorits von Weisa bei Kamenz und seine petrogenetische Auswertung. Geologie 3, Berlin. — [6] Hoppe G., 1959: Über die Verwendbarkeit der akzessorischen Zirkone zur Altersbestimmung. Neues Jahrb. Bd 93, Stuttgart. — [7] Hoppe G., 1962: Petrogenetisch auswertbare morfolologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. Neues Jahrb. Bd. 98, Hf 1, Stuttgart. — [8] Hoppe G., 1964: Morphologische Untersuchungen als Beiträge zu einigen Zirkon—Altersbestimmungen. Neues Jahrb. Bd 102, Hf 1, Stuttgart. — [9] Ho-



vorka D., 1960: Predtriasové útvary veporíd na liste Zvolen generálnej geologickej mapy. Správa VVÚ Geol.-geogr. fak. UK v Bratislave. — [10] Hovorka D. — Hvoždara P., 1965: Akcesorické minerály veporidných granitoidných hornín I. Acta Univ. Comeniana. Geol. nr. 9, Bratislava. — [11] Ivanov M. — Kamenický L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geologické práce, Zošit 45, Bratislava. — [12] Kamenický J., 1962: Vývoj názorov na súčasný stav a základné problémy kryštalinika Západných Karpát. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [13] Kamenický J., 1962: Tvorba granitoidov v Západných Karpatoch. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [14] Koutek J., 1931: Geologické studie na severozápade Nízkých Tater. Sborník SGÚ IX, Praha. — [15] Krist E., 1960: Príspevok k petrografii biotitických granodioritov, kremitých porfýrov a porfýroidov v oblasti obce Lieskovec. Acta Univ. Comeniana. Geol. nr. 4, Bratislava. — [16] Kubíny D., 1956: Správa o výskume ústrednej časti dumbierskeho masívu. GP, Správy 9, Bratislava. — [17] Kubíny D., 1958: Nízkotatranský granitoidný masív. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [18] Kubíny D., 1958: Predbežné výsledky z geologického mapovania nízkotatranského granitoidného masívu. GP, Správy 14, Bratislava. — [19] Kubíny D., 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch, ich vzťah ku granitoidom variským. Geol. práce, Zošit 62, Bratislava. — [20] Kuznecov Je. A., 1964: Metod sravnitelnoj dispersii dvuprelomlenija. Nedra, Moskva. — [21] Ljachovič V. V. — Červinskaja A. D., 1960: O vlijaniji processov assimilacii na rasprostraneniye akcessornych mineralov v granitoidach. Izv. AN SSSR, ser. geol. No. 5. Moskva. — [22] Ljachovič V. V. — Nonešnikova A. S., 1960: O vlijaniji pozdnich processov na sodержanije akcessornych mineralov v granitoidach. Tr. IMGRE, vyp. 4, Moskva. — [23] Ljachovič V. V., 1963: Akcessornyje mineraly kak indikatory geologičeskich processov. MOIP Moskva. — [24] Mišík M., 1955: Akcesorické minerály malokarpatských žulových masívov. Geol. sbor. IV/3—4, Bratislava. — [25] Poldervaart A., 1950: Statistical studiens of zircon as a criterion in granitization. Nature, vol. 165. — [26] Poldervaart A. — Eckelmann D. F., 1955: Growth phenomena in zircons of autochtones granites. Bull. Geol. Soc. Amer. 66/7. — [27] Repčok I., 1962: Geologicko-petrografické pomery JV okolia Č. Balogu. Diplomová práca; Archív katedry petrografie UK Bratislava. — [28] Smorčkov I. E., 1941: Akcessornyje mineraly v izverženných porodach Zabajkalja. Trudy Inst. geol. nauk AN SSSR, ser. petrogr. No 16, vyp 41. — [29] Sobolev R. N., 1961: O raspredeleniji akcessornych mineralov v porodach Amantauskogo massíva. VMU, geol. No 4, Moskva. — [30] Turovskij S. D., 1955: O morfoložičeskich osobennostjach cirkona iz izverženných porod Severnoj Kirgiziji. Trudy Inst. geol. AN Kirg. SSR, vyp. 6. — [31] Turovskij S. D., 1956: O vremeni vydelenija i uslovijach obrazovanija akcessornych mineralov v processe formirovanija izveržennej gornoj porody. Trudy Inst. geol. AN Kirg. SSR, vyp. 7. — [32] Turovskij S. D., 1960: O metodike i značeniji izučeniya akcessornych mineralov a ich chimičeskich elementov izverženných gorných porod. Izv. AN Kirg. SSR, Frunze. — [33] Wyatt M., 1954: Zircons as provence indicators. Amer. Mineralogist, 39, No 11—12. — [34] Zoubek V., 1928: Geologické studie v pohorí Veporu na Slovensku. Věstník SGÚ IV, Praha. — [35] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpát. Věstník SGÚ XII, Praha. — [36] Zoubek V., 1950: Zpráva o přehlednem mapování listu gen. mapy Banská Bystrica. Věstník SGÚ XXV, Praha. — [37] Zoubek V., 1953: Predbežná zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderného pohorí. Věstník SGÚ XXVIII, Praha. — [38] Zoubek V. — Kubíny D., 1956: Predbežná správa o prehladnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. GP, Správy 9, Bratislava. — [39] *Vysvetlivky k prehladnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Banská Bystrica a Zvolen* (1964 a 1963).

## DAS ERSCHEINUNGSBILD DER ZIRKONE IN DEN GRANITOIDEN DER KLEINEN FATRA, DER NIEDEREN TATRA UND DER VEPORIDEN

Das Studium der akzessorischen Mineralien in den granitoiden Gesteinen wird bei uns lediglich seit den letzten 10–15 Jahren im stärkeren Masse gepflegt. Im Zusammenhang mit unseren Untersuchungen gelangten wir — auch gestützt auf reiche Literaturangaben — zur Ansicht, dass von den akzessorischen Mineralien der Granitoide die Zirkone die grösste Aufmerksamkeit verdienen. Den Zirkonen zu wendete sich auch unser Studium, wobei wir uns vorerst mit dem Erscheinungsbild der Zirkone — besonders mit dem Breite—Länge—Verhältnis aus einigen Granitoiden—Vorkommen der Kleinen Fatra, der Niederen Tatra und des Veporiden—Massivs beschäftigt haben. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im vorliegenden Beitrag zusammengefasst.

Im Laufe unserer Untersuchungen hat sich gezeigt, dass die statistische Analyse des Länge—Breite—Verhältnisses bei Zirkonen auch manche Hinweise auf die Entstehungsbedingungen der Granitoidengesteine (Tiefenlage zur Zeit der Erstarrung, Art der autometamorphen Prozesse u. ä.) gewähren kann. Bekanntlich sind die morphologischen Eigenschaften der Mineralien (auch der akzessorischen) auch als die Funktion der physikalisch-chemischen Entstehungsbedingungen zu betrachten.

Auf grund unserer Untersuchungen unterscheiden wir insgesamt drei Zirkontypen (A, B, C), wobei für den Typ A das Breite—Länge—Verhältnis 1 : 1 bis 1 : 3, für den Typ B das Verhältnis 1 : 3 bis 1 : 5, und schliesslich für den Typ C das Breite—Länge—Verhältnis 1 : 5 und mehr als charakteristische Merkmale betrachtet werden.

Bekanntlich untersuchten wir das Breite—Länge—Verhältnis der Zirkone lediglich anhand einer beschränkten Probenauswahl. Daher dürfen unsere Schlüsse diesbezüglich nur einen vorläufigen Charakter haben. Wir dürfen aber bereits jetzt annehmen, dass uns diese Untersuchungen bestimmte Hinweise auf die thermodynamischen Bedingungen, unter welchen sich einzelne Granitoidentypen gebildet haben, geben können, besonders

- (a) ob die Autometamorphose in tieferen, oder flächeren Lagen vor sich gegangen war;
- (b) bei den Gangtypen ist die Anwesenheit des B- und C-Typen der Zirkone zu erwarten.

Wir glauben, dass nach solchen Untersuchungen sich die „Granitporphyre“ NO der Stadt Brezno n/Hronom in einem anderen Licht zeigen werden.

- (c) Bei den vor Metamorphose bewahrten, unberührten Gesteinsmassen wird es offensichtlich möglich sein festzustellen, ob es sich um apikale, oder Tiefenabschnitte handelt.
- (d) Bei kleineren Intrusionen sind langprismatische Zirkonen öfters zu erwarten.

Aus den bisherigen Studien lassen sich folgende Ergebnisse aufzeichnen:

- (1) Der Magura—Typ der Granite kristallisierte viel rascher als die hybriden Granitoide, und zwar in nicht grossen Tiefen unter der Oberfläche.
- (2) Da keine nennenswerten Unterschiede im Länge—Breite—Verhältnis zwischen dem Dumbier- und Prašivá—Typ bestehen, ist es möglich, dass die Autometamorphose des Prašivá—Types in grösseren Tiefen vor sich ging, als in den Randgebieten des tatraveporiden Granitoidenkomplexes.
- (3) Die Autometamorphose in den von uns untersuchten Gesteinen des Veporiden—Kristallins verlief in den nicht tiefen Horizonten unter der Oberfläche.

Wie bereits gesagt, gestattet die Zahl der von uns untersuchten Proben vorläufig keine entgeltigen Schlüsse. Aber auch die bisherigen Ergebnisse zeigen die Möglichkeit der Anwendung dieser Methode beim Studium der karpatischen Granitoidengesteine.

JOZEF HANÁČEK

## NIEKOĽKO NOVÝCH POZNATKOV Z NEDZOVskej SÉRIE ČAČTICKÉHO POHORIA

Vápencovo-dolomitické komplexy, hlavne triasu zaberajú v Malých Karpatoch rozsiahle priestory v Bielom, Jablonickom a Čachtickom pohorí. Oproti staršiemu názoru Andrusova (1936), ktorý tieto masy pre značný rozsah svetlých vápencov zaradoval k vyšším subtatranským príkrovom, v poslednej dobe sa predpokladá (Andrusov 1959; Maheľ 1960), že tu asi ide len o série, prípadne viaceré vývinu jednej série (Maheľ 1967), ktoré sú súčasťou chočského príkrovu. Pretože vápencovo-dolomitické súvrstvie, ktoré buduje južnú časť príkrovu v Bielom a Jablonickom pohorí, už opísali Peržel (1966) a Maheľ (1967), zameriam sa na najsevernejšiu časť Malých Karpát, na Čachtické pohorie (predtým označované ako Nedzovské pohorie — Štúr 1866), budované nedzovskou sériou. Vo svojej staršej práci (Hanáček 1954) som väčšiu časť útvarov zaradoval bez paleontologických dôkazov a bližšej petrografickej charakteristiky. Neskôr sa v severnej časti pohoria uskutočnili doplnujúce práce stratigraficko-paleontologické (Maheľ — Kochanová 1960) a sedimentárne-petrografické (Balkovičová 1960; Kullmanová 1964). Na tieto práce navádzali moje výskumy, poznatky z ktorých sú uverejnené v tomto príspevku.

### Stratigrafia

#### Stredný trias

Anis (?) — spodný ladin. Vápence anisu v Západných Karpatoch všeobecne vyvinuté ako tmavé gutensteinské vápence sa doteraz v nedzovskej sérii nezistili. Za najstarší známy člen považujeme dolomity, zistené vrtom ČH-1 v údolí potoka Hrabútnica, Z od Čachtíc, v podloží nedzovských vápencov.

Na rozdiel od ťedých, zväčša vrstevnatých dolomitov z juž. časti pohoria,

zaraďovaných do vrchného triasu, sú dolomity vo vrte ČH-1 svetlé až svetlošedé, masívne, chemicky čisté, s obsahom MgO nad 20 %. Ich mocnosť je značná; siahajú od 60 m až do konečnej hĺbky vrtu (213,5 m). Táto mocnosť zrejme nie je konečná. Táto skutočnosť hovorí za to, že nejde o nejakú menšiu vložku v nedzovských vápencoch, ktoré sú v nich dosť bežné, ale o súvislý samostatný horizont. O veľkom rozsahu dolomitov svedčí aj hodnota koeficientu Ca/Mg (0,76—0,77) zistená v prameni „Teplička“ pri Čachticiach, ktorý vyviera zo svetlých nedzovských vápencov. Tento koeficient poukazuje na to, že hlavným prostredím formovania chemizmu vôd sú prakticky čisté dolomity (Gazda — Kullman 1964).

K veku dolomitov ťažko zaujať jednoznačné stanovisko. V spomínanom vrte ČH-1, založenom v svetlých nedzovských vápencoch, asi po 14 m od povrchu až do hĺbky 53 m sa viackrát striedajú vápnité dolomity, vápence a dolomitické vápence so vzájomnými prechodmi. V intervale 53—60 m je len jemný kal, drvina; pravdepodobne ide o porušený úsek. Organické zvyšky sa zistili len vo vápnitých dolomitoch, v hĺbke 21,3 m. Ide o úlomok riasy *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia, na základe ktorej vrchná časť súvrstvia patrí ladinu.

Z toho možno usudzovať, že buď nedzovské svetlé vápence smerom do podlažia prechádzajú pozvoľne cez dolomitické vápence a vápnité dolomity do podložných čistých dolomitov (podľa toho by dolomity, aspoň vo vrchnej časti mohli byť ladinské), alebo svetlé čisté dolomity od hĺbky 60 m smerom do podlažia tvoria samostatný stratigrafický stupeň pod nedzovskými (ladinskými) vápencami, ktoré v bazálnej časti prechádzajú do dolomitických vápencov.

Ladin. Najstarším členom nedzovskej série, ktorý vystupuje na povrch, sú tzv. nedzovské vápence (Lóczy 1915). Budujú hlavne severnú časť pohoria, od obce Čachtice až po kótu Na Salaskách na severe. Dobre ich možno študovať predovšetkým v hlboko zarezanom kaňone potoka Jablonka. V menšom rozsahu vystupujú aj v južnej časti vrchu Turecko a pri Bzinciach pod Javorinou. Vápence sú prevažne svetlé až biele, miestami žltkavé, prípadne i ružovkasté, zväčša jemnokryštalické. Sú prevažne masívne, nepravidelne prestúpené puklinami, zriedka vrstevnaté. Zreteľne vrstevnaté vápence sú hlavne v západnej časti pohoria, v údolí kaňónu Jablonky, medzi Višňovým a Čachticami. Mocnosť vápencov sa pohybuje od niekoľkých cm až do 1 m. V mikroskope (Kullmanová) sa vápence javia ako hornina s počiatočnou, inde i pokročilou rekryštalizáciou. Majú gravelovú, alebo chumáčkovú štruktúru s náznakmi pseudoolitickej. Po stránke chemickej sú čisté, vysokopercentné, náchylné na skrasovatenie. Často v týchto vápencoch pozorovať väčšie-menšie nepravidelné polohy a vložky šedých masívnych dolomitov a dolomitických vápencov.

V dôsledku nedostatku typických skamenelín sa názory na vek vápencov rozchádzali. Štúr (1860) ich považuje za vrchnotriasové dachsteinské vápence. Kober (1912) na základe údajného nálezu megaloda ich taktiež zaraduje do vrchného triasu. L. Lóczy (1915) zdôrazňuje síce ich podobnosť s dachsteinskými vápencami, ale dáva ich s otáznikom do ladinu. Až r. 1964 sme v týchto vápencoch našli prvé určiteľné fosílie. Na viacerých lokalitách, S od k. Draplák, pri dvoch veľkých závrtoch, na k. 241,2 pri ceste medzi Novým Mestom n/Váhom a Bzincami pod Javorinou, sa vo viacerých voľne ležiacich kusoch svetlých vápencov našli aj makroskopicky dobre pozorovateľné veľké riasy na navetraných plochách. Riasy sa zistili aj na k. Na Salaskách, v údolí Hrabútnice (Peržel) a vo výbrusovom materiáli na západných svahoch k. Na Salaskách pri obci Hrušové.

Vo výbrusovom materiáli sa zatiaľ bezpečne zistil len jeden druh, a to *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia (určil J. Bystrický), známy od bazálnych až po najvyššie partie ladinu. Nález tejto riasy potvrdil vek svetlých nedzovských vápencov. V najsevernejšej časti vápencovej kryhy, na kóte Na Salaskách sa však našli riasy, ktoré podľa osobného oznámenia J. Bystrického patria asi novému druhu, v ladine Západných Karpát neznámemu. Pre poškodenie však je ich presná identifikácia nemožná. Nie je preto vylúčené, že časť svetlých nedzovských vápencov môže zasahovať aj do anisu, príp. vrchného triasu.

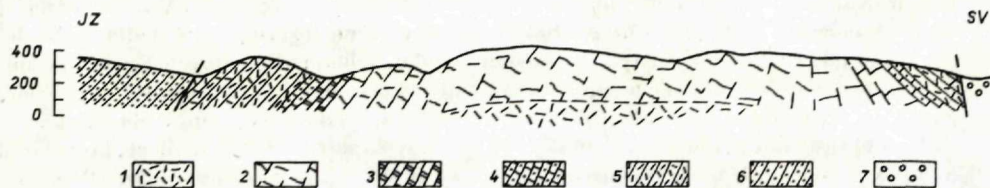
Vo výbrusovom materiáli nedzovských vápencov sa zistili aj foraminifery, ktoré určil Salaj: v žltohnedošedých vápencoch SZ od k. Draplák *Meandrospira iulia* (Premoli Silva); v masivných svetlých až ružovkastých vápencoch zo západných svahov k. Na Salaskách, JV od obce Hrušové *Pilamina cf. densa*, *Variostoma exile* Kristan—Tollman, *Pilamina sp.*; vo svetlých vrstevnatých vápencoch, na ľavej strane potoka Hrabútnica, S od k. Kačís *Tetrataxis sp.*, *Colamilla sp.*, *Variostoma sp.*; v svetlých jemnokryštálických dolomitoch (ktoré tvoria menšiu šošovku na južných svahoch k. Draplák) *Endothyranella pentacamerala* Salaj nov. sp., *Endothyranella bicamerata* Salaj nov. sp., *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser), *Arenovidalina pragsoides* (Oberhauser). Tieto nálezy svedčia pre stredotriasový vek svetlých nedzovských vápencov.

## Vrchný trias

Karn. Už dávnejšie bolo známe (Hanáček 1955), že v komplexe, označovanom ako svetlé nedzovské vápence, vystupujú i tmavšie vápence, ktoré sa však dávali spolu so svetlými vápencami do ladinu. Pri detailnom geologickom mapovaní komplexu bolo možné tmavší typ vymedziť i kartograficky. Ide o šedé, miestami tmavošedé, masívne, príp. vrstevnaté vápence a slienité doskovité až bridličnaté vápence, prestúpené kalcitovými žilkami. Tento typ je známy v západnej časti pohoria, buď priamo v nadloží svetlých nedzovských vápencov, alebo je od nich oddelený úzkym pruhom šedých, asi tiež karnských dolomitov. Na niektorých miestach vytvárajú tieto vápence úzke pruhy uprostred vrchnotriasových dolomitov (Višňové, ľavé svahy Jablonky, severne od železničného mosta pri Višňovom, južne od kóty 426,0 pri Čachticiach). Vo východnej časti pohoria tvoria len malé šošovky na styku svetlých ladinských vápencov, alebo priamo vo vrchnotriasových dolomitoch, v okolí starého lomu pri novomestských vápenkách a pri Čachticiach, kde v nich pozorovať ojedinele i malé hľuzy šedých rohovcov. Teda, zrejme ide o súvrstvie najpravdepodobnejšie karnu. Naznačuje to i nález *Prospodilus (Philipiella)*

*cf. obliqua* (Münst.) v tmavých vápencoch pri novomestskej vápenke (Kochanová 1960).

Do karnu zaradujeme i hnedé hľuznaté vápence zlepencového vzhľadu, tvoriace malú šošovku na Hrdlakovej skale, ktoré som označil (Hanáček 1956) ako „schizofytové vápence“ a začlenil do triasu bez bližšieho zaradenia. Do karnu ich zaradujem len na základe ich superpozície. Vystupujú totiž podobne ako šošovky tmavších vápencov v okrajovej časti dolomitov nóru a našli sa aj v sutine (Peržel) priamo v tmavých vápencoch v SZ časti kóty Kačís. Nemožno však vylúčiť ani ich mladší vek.



Geologický profil Čachtickým pohorím medzi Višňovým a<sup>1</sup> Novým Mestom nad Váhom. 1 – svetlé, svetlošedé masívne dolomity (vo vrte ČH 1) – anis – ladin; 2 – svetlé masívne i vrstevnaté vápence – ladin; 3 – šedé dolomity – karn; 4 – šedé lavicovité až doskovité vápence a slienité vápence – karn; 5 – šedé vrstevnaté dolomity – nór; 6 – vápnité pieskovce s polohami šedých slieňov – senón búrovského vývoja; 7 – neogén.

Chemické zloženie tmavošedých masívnych vápencov z kameňolomu južne od Višňového:  $\text{SiO}_2$  0,62 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,05 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,18 %;  $\text{CaO}$  50,91 %;  $\text{MgO}$  0,99 %; ner. zb. 0,51 %;  $\text{H}_2\text{O}$  0,06 %. Chemické zloženie doskovitých slienitých vápencov z lomu západne od Višňového:  $\text{SiO}_2$  2,70 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,46 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,32 %;  $\text{CaO}$  42,91 %;  $\text{MgO}$  8,89 %; ner. zb. 3,48 %;  $\text{H}_2\text{O}$  0,14 %.

Nór zastupujú svetlošedé dolomity, známe hlavne v JZ časti pohoria, kde budujú rozsiahle svahy Veľkého Plešivca. V SV časti pohoria tvoria asi 400 m široký pruh, ktorý sa tiahne naprieč pohorím od Bziniec smerom k Hrušovému, S od kóty Na Salaskách. Hlavná masa dolomitov v JZ časti územia je svetlošedej až šedej farby. Dolomity sú celistvé, prípadne jemnokryštalické, miestami brekciovité, zväčša vrstevnaté. Dobré sú odkryté v ceste z Hrachovišťa do Višňového, na hlavnom hrebeni Veľkého Plešivca a vo viacerých menších opustených lomoch. Miestami (napr. lom v Hrachovišti) v šedých lavicovitých dolomitoch sú menšie nepravidelné vložky tmavošedo zelených dolomitov s bielymi kalcitovými žilkami. Vek týchto dolomitov nebol dosiaľ paleontologicky doložený, vyplýva iba z ich pozície nad karnskými vápencami. Ani vápence v ich priamom nadloží neboli dosiaľ paleontologicky preukázané.

K nóru sme zaradili i dolomity v SV a V časti pohoria. Na rozdiel od prv spomínaných sú masívne, svetlošedé, cukrovitého charakteru, prípadne celistvé. Na Salaskách, na V

svahoch kóty majú charakter rauwakov. Celkove dolomity sú skalnatého charakteru, miestami hodne porušené na dolomitický štrk, prípadne i piesok. Či dolomity skutočne patria do vrchného triasu, ťažko povedať. V oblasti kóty Na Salaskách totiž nedzovské svetlé vápence ležia na nich. Či tu ide len o menší násun, alebo či dolomity pokračujú v podloží nedzovských vápencov i smerom na juh a patria k strednému triasu, nemožno zatiaľ jednoznačne povedať.

Rét vystupuje na viacerých miestach. V severnej časti pohoria, pri obci Bzince, zastupujú ho šedé a tmavošedé vápence, prestúpené bielymi kalcitovými žilkami. Do rétu sa zaraďovali zatiaľ na základe ich polohy (Hanáček 1955). Kochanová (1960) určila z odkryvov početné jedince druhu *Rhaetina gregaria* (Suess), v sutine slabo piesčitých vápencov *Lopha haidingeriana* (Emmr.) a v podobných vápencoch, pri kameňolome pred Bzincami: *Leda deffneri* Opperl, *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Gervilleia* sp., *Placunopsis alpina* (Winkl.), *Cardita austriata* (Hau.), *Schizodus praecursor* (Schloenb.), *Natiria* sp.

Chemické zloženie rétskych vápencov od Bziniec:

Ner. zb.	0,50 %	0,57 %	CaCO <sub>3</sub>	97,99 %	99,00 %
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,29 %	0,15 %	MgCO <sub>3</sub>	0,94 %	0,39 %

V severnej časti územia na Tureckom vrchu a na k. Hradísko pri Dolnom Srní súvrstvie rétu reprezentujú šedé, svetložedé i tmavšie lavicovité vápence. Na poslednej lokalite zistil faunu už Štúr (1860), na základe ktorej súvrstvie zaradil do rétu: *Cardium austriatum* Hauer, *Gervilia inflata* Schafh., *Mytilus minutus* Goldf., *Terebratula gregaria* Sues. Z novších našich zberov J. Pevný určil *Rhaetina gregaria* (Sues), *Zeileria austriaca* (Zugmayer) a „*Cyrtina*“ cf. *uncinata* (Schafhäutel).

K rétu patria aj vápence z viacerých menších umelých odkryvov Z od osady Ošmek na južných svahoch Drieňovice a Kozinci v podloží liasových krinoidových vápencov. Sú farby svetlej až svetložedej, zväčša hrubolavicovité, miestami tenkovrstevnaté (často s mangánovými šmuhami). Makroskopicky pozorovať v nich prierezy lamelibranchiátov. K rétu ich zaraďujeme na základe foraminifer, ktoré vo výbrusovom materiáli určil Salaj: *Semivolva clari* Kristan—Tollmann (hojná), *Trocholina* sp. a *Angulodiscus pocornyi* nov. sp.

K rétu pravdepodobne patria i šedé a tmavošedé vápence, prestúpené kalcitovými žilkami, miestami i s hluzmi rohovcov, ktoré vystupujú v úzkom pruhu v menších odkryvoch S od k. Na Salaskách, ako aj hnedé a hnedošedé, miestami ružovkasté masívne vápence, prestúpené bielymi kalcitovými žilkami, ktoré vo väčšom rozsahu vystupujú SZ od tejto kóty. V mikroskope majú vápence pseudoolitickú až gravelovú, prípadne pelitickoorganogénnu štruktúru. Z organizmov pozorovať tenkoschránkové lamelibranchiáty a globochéty, miliolidné foraminifery doteraz bližšie neurčené: *Agathamina*?, *Variostoma* sp.?, *Aulotortus oscilens* (Oberhauser).

Ani vápence v južnej časti pohoria pri osade Vápenky nemožno s určitosťou

zaradiť. Sú šedé, svetlošedé, lavicovité i masívne; zistili sme v nich len zle zachované, neurčiteľné skulptúrne jadrá lamelinbranchiátov. V mikroskope majú tiež pseudoolitickú štruktúru. Oolity sú oválneho tvaru, 0,08—1,5 mm veľké. Ich jadrá tvoria bližšie neurčiteľné prekryštalizované foraminifery.

Všetky tieto typy vápencov kladieme do rétu s otáznikom. Nie je vylúčené, že patria k spodnému liasu.

## Jura

Vystupuje hlavne v SV časti pohoria medzi Bzincami a Hrušovým, v menšom rozsahu aj v južnej časti pohoria pri Podolských Kopaniciach. Na základe prác starších autorov i novších štúdií bolo tu možné vyčleniť tieto fácie:

Spodný lias tvorí v sev. časti pohoria pruh, ktorý sa tiahne naprieč pohorím od kameňolomu pri Bzinciach až do údolia pri obci Hrušové. Tvoria ho šedé, svetlošedé, hnedošedé, prípadne i žltohnedé vápence, prestúpené bielymi žilkami kalcitu. Pre nedostatok paleontologických dôkazov Hanáček (1954) váhal s ich zaradením do rétu, prípadne i hetangu, pretože sú na viacerých miestach takmer biele a vzhľadom veľmi podobné nedzovským vápencom. Až po doplňujúcich štúdiách (Balkovičová a Kochanová 1960) bol preukázaný vek týchto vápencov i paleontologicky.

V mikroskope (Balkovičová 1960) majú vápence oolitickú, prípadne pseudoolitickú štruktúru. Veľkosť oolitov, alebo pseudoolitov kolíše od 0,03—0,08 mm. Jadro oolitu tvorí uhličitan alebo kremeň, základnú hmotu medzi oolitmi jemnozrnný uhličitan. Vo výbrusoch so pseudoolitickou štruktúrou sú pozorovateľné prierezy organizmov (amonit, gastropód). Vek vápencov bol preukázaný početne zastúpenými jedincami druhu *Chlamys dispar* (Terq.) a ojedinelými úlomkami *Chlamys (Aequipecten) sp.* v hrušovskom údolí S od k. 423 v svetlohnedých až žltohnedých vápencoch. Na základe určenej fauny začleňuje Kochanová (1960) toto súvrstvie k hetangu.

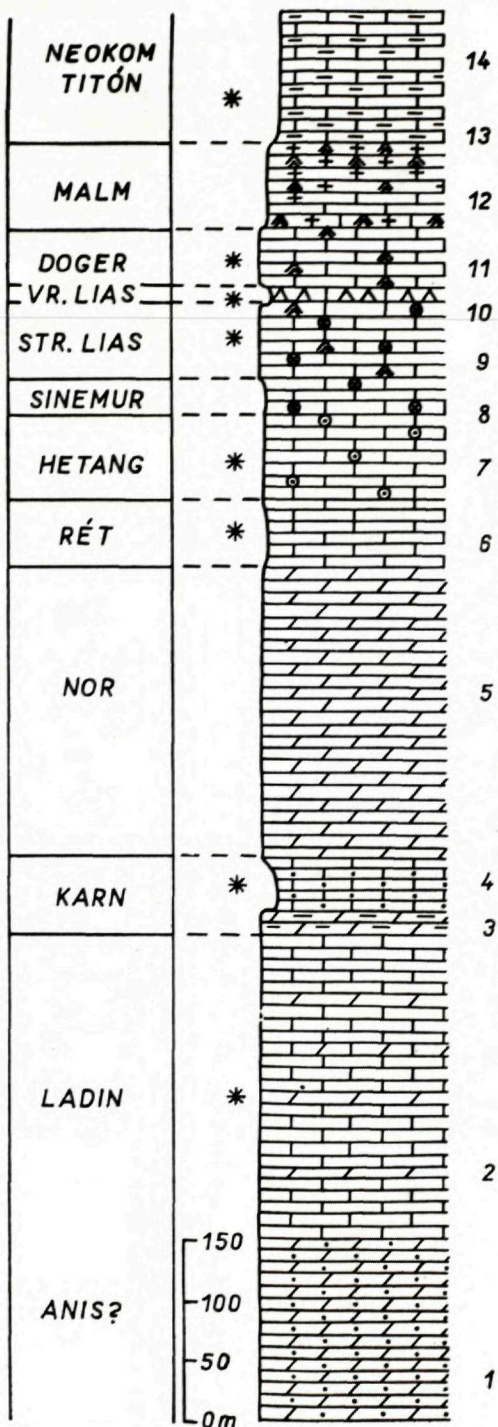
K spodnému liasu začleňujeme, zatiaľ bez paleontologických dôkazov, šedé krinoidové vápence s hľuzami šedých rohovcov na južných svahoch k. Hradisko pri Dolnom Srní a žltošedé krinoidové jemnozrnné vápence s rohovcami, tvoriace nesúvislé tenké šošovky v spomínanom spodnotriasovom pruhu medzi Bzincami a Hrušovým.

Stredný lias zastupujú červené, ružové, hrdzavočervené, šedé a biele, drobno alebo hrubozrnné krinoidové vápence, v ktorých sa miestami nachádzajú hľuzy a polohy červených rohovcov. Vápence sú dobre odkryté v údolíčku východne od Hrušového. V mikroskope (na základe štúdií Balkovičovej a Kullmanovej) všetky typy vápencov sú krinoidovej fácie, organodetritickej štruktúry, s úlomkami schránok lamelibranchiátov, brachiopódov, echinodermát. Z foraminifer sú zastúpené *Lenticulina* a *Nodosaria*. Vo výbrusoch sa ojedinele nájde glaukonit, limonit a pyrit.



Profil nedzovskou sériou v Čachtickom pohorí

1 – svetložedé vápnité dolomity a dolomity s úlomkami *Teutlopora herculea*?; 2 – svetlé, žltkasté i naružovelé masívne i vrstevnaté vápence s *Teutlopora herculea*, *Meandrospira vultia*, *Pilamina cf. densa*; 3 – šedé, svetložedé dolomity s ostrohranným rozpadom; 4 – šedé, tmavošedé masívne i vrstevnaté vápence, prechádzajúce do šedých silnietejších doskovitých vápencov (ojedinele i hnedošedé hľuznaté vápence) s *Prospodylus (Philipiella) cf. obliqua*; 5 – svetložedé, šedé vrstevnaté i masívne dolomity; 6 – tmavošedé, šedé masívne i vrstevnaté vápence s *Rhaetina gregaria*, *Zeilleria austriaca*, *Lopha haidingeriana*, *Leda deffneri*, *Pteria contorta*, *Placunopsis alpina*, *Semivolva clari*; 7 – šedé, hnedošedé žltohnedé vápence s *Chlamys dispar*, *Chlamys sp.*; 8 – šedé krinoidové vápence s rohovcami; 9 – hnedočervené krinoidové vápence s *Uptonia jamesoni*, *Coenoceras striatus*, *Harpophylloceras cf. eximium*, *Oxyntoceras oxyntum*, *Anadrotirhynchia quadrata*, *Cirpa fronto*, *Lobothyrus andleri*, „*Rhynchonella*“ *cf. persinuata*, *Oxytoma münsteri*; 10 – brekelovité, limonitické červenohnedé vápence s *Calliphylloceras nillsoni*, *Pleurotomaria mulsanti*; 11 – hnedé, silnité vápence s *Phylloceras demidoffi*, *Phylloceras zignodanum*, *Haploceras (Lissoceras) voullhense*, *Perisphinctes cf. euryptychus*, *Reineckia rehmanni*; 12 – červené, ružové pseudohľuznaté silnité vápence s hľuzami červených radiolaritov (Hrušové); hnedošedé vápence na Kozinci s *Perisphinctes martelli*?; 13 – hnedé, ružovkasté doskovité silnité vápence s *Calpionella alpina* a *Calpionella elliptica*; 14 – šedé, fialové naružovelé hnedé tenkodoskovité silnité vápence, ojedinele s rohovcami.



Lóczy (1915) našiel vo vápencoch na viacerých miestach medzi Bzincami a Hrušovým zle zachované malé terebratuly a belemnity. Z údolia pri Hrušovom uvádza dobre zachovaný fragment *Arnioceras aff. semicostatum* Young Bird. Siblík z vápencov južne od Bziniec uvádza: *Lobothyris punctata* (Sow.), *Spiriferina angulata* Opperl, „*Rhynchonella*” cf. *persinuata* Rau., *Spiriferina* cf. *rostrata* (Schloth.) a „*Rhynchonella*” ex gr. *furcillata* Buch.

Kochanová (1960) vo vápencoch na severnom svahu kóty 399 a v opustenom lome v údolí pri Hrušovom uvádza: *Oxytoma münsteri* (Goldf.) a *Entolium* sp. Vápence zaraďujeme k strednému liasu na základe toho, že v kameňolome pri Hrušovom v ich nadloží sú tmavočervené, nevýrazne hľuznaté vápence s obsahom mangánu, ktoré na základe makrofauny patria do toarku.

K strednému liasu zaraďujeme i hrdzavočervené a hnedočervené krinoidové vápence, vystupujúce v menších šošovkách na severnom a južnom svahu Drieňovice, západne od Podolských Kopaníc; nájdená fauna tu poukazuje na spodno až strednoliasový vek (faunu našiel autor a V. Viskup, určil J. Pevný):

Drieňovica-severné svahy, pri osade Vápenky:

*Zeilleria engelhardti* (Opperl)  
*Cincta* cf. *numismalis* (Lamarck)  
*Cirpa fronto* (Quenstedt)

*Cuneirhynchia retusifrons* (Opperl)  
 „*Rhynchonella*” *prona* Opperl  
 „*Rhynchonella*” *stachei* Böse

Drieňovica-južné svahy pod cestou:

*Calcirhynchia plicatissima* (Quenstedt)  
*Cincta numismalis* (Lamarck)  
*Zeilleria waterhousi lunaris* (Schübler – Zieten)  
*Rudirhynchia calcicosta* (Quenstedt)  
*Cuneirhynchia retusifrons* (Opperl)

*Prionorhynchia forticostata* (Böckh)  
*Rhynchonella deffneri* (Opperl)  
*Zeilleria mutabilis* (Opperl)  
*Zeilleria alpina* (Geyer)  
*Lobothyris andleri* (Opperl)

Drieňovica-južné svahy nad cestou:

*Lobothyris punctata* (Sowerby)  
*Zeilleria* cf. *venusta* (Uhlig)  
 „*Rhynchonella*” *prona* Opperl  
*Cuneirhynchia retusifrons* (Opperl)  
 „*Rhynchonella*” *lorioli* Hass  
*Cirpa fronto* (Quenstedt)  
*Prionorhynchia serrata* (Sowerby)

*Quadratirhynchia quadrata* (Buckman)  
*Zeilleria alpina* (Geyer)  
*Cincta numismalis* (Lamarck)  
*Zeilleria mutabilis* (Opperl)  
*Zeilleria ewaldi* (Opperl)  
*Rudirhynchia calcicosta* (Quenstedt)

Okrem brachiopódov sa našli aj amonity, ktoré určil J. Pevný. Na južných svahoch kóty Drieňovice: *Oxynoticeras oxynotum* (Zieten), *Uptonia jamesoni* (Sow.), *Coenoceras striatum* (Sow.), *Harpophylloceras* cf. *eximium* (Hauer).

Vrechný lias. V kameňolome pri Hrušovom v nadloží krinoidových vápencov vystupuje poloha (až 2 m mocná) čiastočne brekciovitých limonitických červenohnedých vápencov, ktoré na základe fauny (*Pleurotomaria multisanti* Thiol. a *Pleurotomaria* sp.) zaraďuje Kochanová do toarku. V týchto vápencoch našiel aj Mahel *Calliphyloceras nilssoni* (Hébert) (určil J. Pevný).

Doger zastupujú šedé, zelenkavé vápence s polohami pestrých rohovcov pri kóte 423 v nadloží krinoidových vápencov. V mikroskope (Kullmanová) majú radiolariovo-vláknitú mikrofaciu. Podobné vápence s hľuzami rohovcov vystupujú spolu s krinoidovými vápencami i na Veselej hore pri Bzinciach.

L. Lóczy (1915) zaraduje k dogeru (nami nezistené) vápence z južnej časti územia V od Šípkového hája pri Kozinci. Ide o hnedé slienité vápence, striedajúce sa s hrdzavými vložkami, ktoré ležia v nadloží hrdzavých krinoidových vápencov. Anomity, ktoré uvádza L. Lóczy, poukazujú na vrchný kalov: *Phylloceras demidoffi* Reuss, *Phylloceras zignodianum* d'Orb., *Haploceras (Lissoceras) vouthense* Opp., *Perisphinctes cf. euryptychus* Neum., *Reineckia rehmani* Opp.

Malm predstavujú červené, prípadne ružové pseudohľuznaté, čiastočne slienité vápence s množstvom hľúz hnedočervených radiolaritov, tvoriace menšie šošovky v nadloží liasových, prípadne dogerských vápencov od Hrušového až po kameňolom pri Bzinciach. V mikroskope (M. Balkovičová a Kullmanová) sú organodetritickej, alebo organogénnej štruktúry. Z mikroorganizmov najhojnejšie sú tenkoschránkové lamelibranchiáty, zriedkavejšie úlomky článkov echinodermát a globochet. Okrem aptychov, ktoré uvádza L. Lóczy (1915), sa nezistili nijaké makropaleontologické zbytky. L. Lóczy (1915) zaraduje k malmu hnedošedé, hrubolavicovité, v spodných horizontoch krinoidové vápence pri Kozinci V od Šípkovského hája, odkiaľ uvádza viaceré fragmenty perisphinctov, belemitov a terebratul. Neurčiteľné úlomky poukazujú na príbuznosť rodu *Perisphinctes martelli* Opp., čo by potvrdzovalo, že sedimenty by mohli patriť argovu, alebo oxfordu.

Titón-neokom vystupuje v severnej i južnej časti Čachtického pohoria. Na severe tvorí široký pás naprieč celým pohorím, medzi Hrušovým na západe a Bzincami na východe. Tvoria ho šedé, modrasté, prípadne fialové slienité tenkodoskovité vápence (2–12 cm), prestúpené bielymi kalcitovými žilkami, prevažne typu „biancone”. Sú organogénnej štruktúry, kalpionelovej mikrofacie. Zistili sa v nich: *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinopsella carpatica*, silicifikované radiolárie. Vo vrchnejších polohách pleťovoružového nádychu majú kalovoorganogénnu štruktúru a radioláriovú mikrofaciu (Kullmanová 1964).

V južnej časti pohoria toto súvrstvie možno študovať len v niekoľkých menších lomoch, na západných svahoch Šípkovského hája a na Drienovici, pretože celá oblasť je hodne zasutená. Reprezentujú ho šedé, hnedé, ružové slienité doskovité vápence, miestami s hľuzami rohovcov, prípadne hnedošedé vápence s rohovcami, ktoré sa striedajú s doskovitými pestrými slienitými polohami, miestami i šedými tenkodoskovitými slieňami s aptychami (Drienovica). Z tohto súvrstvia okrem uvedených aptychov sa nezistila nijaká fauna.

Na základe litologicko-petrografického štúdia Kullmanová (1964) mikrofaciálne v tomto súvrství určila titón v západnej časti Šípkovského hája (malý lom pri osade u Januškov), kde vápence sú kalovoorganogennej štruktúry a kalpionelovej mikrofacie. Vo výbrusovom materiáli sa zistili kalcifikované radiolárie a z kalpionel *Calpionella alpina* Lorenz., *Calpionella elliptica* Cadisch, ojedinele aj *Tintinopsella carpatica* (Murgeanu – Filipescu), *Stomiosphaera minutissima* Colom a *Amodiscus* sp.

litofácia				
KRIEDA	neokom	šedé, ružovkasté, fialové, tenkodoskovité až lavicovité slienité vápence a vápence, ojedinele s rohovcami, vo vyšších polohách radiolariovej mikrofacie		
JURA	malm	titon	hnedé, ružovkasté doskovité slienité vápence kalpionellovej mikrofacie	
		arrov oxford	červené, ružové pseudohluznaté, čiastočne slienité vápence s množstvom hŕúz hnedočervených radiolaritov (Hrušové) hnedočervené hrubolavcovité v spodných horizontoch krinoidové vápence (Kozinec)	
	doger	kalov bath bajos aalen	?hnedé slienité vápence (Kozinec) šedé, zelenkasté vápence s polohami pestrých rohovcov (Hrušové)	
		vrehný	toark	brekciovitité limonitické červenohnedé vápence so žilkami Mn (Hrušové)
	lias	stredný	domer	
			pliensbach	hrdzaovočervené a hnedočervené hrubozrnné i stredozrnné krinoidové vápence (Drieňovica, Bzince)
		spodný	lotaring sinemur? hetang	šedé, krinoidové vápence s rohovcami (Dolné Srnie) žltosivé jemnozrnné krinoidové vápence pri Bzinciach šedé, svetlošedé, hnedošedé prípadne žltohnedé vápence s kalcitovými žilkami (Hrušové, Bzince)
	TRIAS	vrchný	rét	tmavošedé, hnedé i ružovkasté vápence s od k. Na Salaskách tmavošedé masívne vápence s kalcitovými žilkami (Bzince) svetlošedé, šedé lavicovité vápence (Hradisko, Turecký vrch) hrubolavcovité svetlošedé vápence (Drieňovica)
			nór	svetlošedé, šedé lavicovité i masívne, cukrovité, celistvé miestami brekciovitité dolomity
			karn	šedé, tmavošedé, masívne i vrstevnaté vápence s kalcitovými žilkami, prechádzajúce do šedých celistvých slienitejších doskovitých vápencov šedohnedé hluznaté vápence svetlošedé a šedé dolomity
stredný		ladin ladin-anis?	svetlé, svetlošedé, žltkasté i ružovkasté, masívne zriedka vrstevnaté svetlé, svetlošedé, žltkasté i ružovkasté, masívne zriedka vrstevnaté vápence, miestami s vločkami šedých dolomitov a dolomitických vápencov svetlé, svetlošedé vápnité dolomity a dolomity vo vrte ČH-1 svetlé, svetlošedé dolomity	

fosilie

*Calpionella alpina*  
*C. elliptica*  
*Perisphinctes martelli?*

*Phylloceras demidoffi*  
*Ph. zignodianum*  
*Haploceras (Lissoceras) vouthense*  
*Reineckia rehmani*

*Calliphylloceras nilssonni*

*Pleurotomaria mulsanti*  
*Pleurotomaria sp.*

*Uptonia jamesoni*  
*Coenoceras striatum*  
*Harpophylloceras cf. eximium*  
*Arnoiceras affin. semicostatum*  
*Oxymoticeras oxymotum*

*Quadratirhynchia quadrata*  
*Rhynchonella stachel*  
*Cirpa fronto*  
*Zeilleria mutabilis*  
*Cincta numismalis*  
*Lobothyris andleri*  
 „*Rhynchonella*“ *deffneri*  
 „*Rh.*“ *ex. gr. furcillata*  
*Z. waterhousi lunaris*  
*Cincta numismalis*  
*Calcirhynchia plicatissima*  
 „*Rhynchonella*“ *prima*  
*Cuneirhynchia retusifrons*  
*Spiriferina cf. rostrata*  
 „*Rhynchonella*“ *cf. persinuata*  
*Spiriferina angulata*  
*Lobothyris punctata*  
*Rudirhynchia calcicosta*  
*Zeilleria alpina*  
*Z. cf. venusta*

*Oxytoma münsteri*  
*Entolium sp.*

*Chlamys dispar*  
*Chlamys sp.*

*Semiinvoluta clari*  
*Trocholina sp.*

*Rhaetina gregaria*  
*Zeilleria austriaca*  
*Cyrtina cf. uncinata*

*Lopha haidingeriana*  
*Leda deffneri*  
*Pteria contorta*  
*Gervilleia sp.*  
*Placunopsis alpina*  
*Cardita austriaca*

*Prospandylus (Phylipiella)*  
*cf. obliqua*

*Teutloporella herculea*  
*Meandrospira iulia*  
*Pilamina cf. densa*  
*Variostoma exile*  
*Tetralaxis sp.*  
*Calamilla sp.*  
*Teutloporella herculea (úlomok)*

Neokom na základe radiolariovej mikrofacie bol zistený v malých lomoch v severnej časti Šipkovského hája a na Drieňovici. Výbrusový materiál poukazuje na gravelovú až pseudoolitickú štruktúru. Z mikroorganizmov sú prítomné miliolidné a textulariidné foraminifery, úlomky článkov echinodermát a prierezy schránkami lamelibranchiátov. Nadložné sliene v lome na Drieňovici, v ktorých sa našli aptychy, majú pelitickú štruktúru; okrem radiolárií sa tu nezistili nijaké mikroorganizmy.

Na stavbe Čachtického pohoria sa podieľajú i mladšie útvary, ktoré už nepatria nedzovskej sérii. Západné svahy pohoria buduje vrchná krieda brezovského vývoja (Salaj 1963). Vo východnej časti územia vystupuje neogén, zastúpený dobrovodským vývojom (Buday 1963) s prevahou hruboklastických sedimentov, predovšetkým zlepcov a brekcií, kým pieskovce a vápnité fľovce sú len málo rozšírené. Kvartér okrem svahových sutín a hĺn zastupujú aj hojne rozšírené spraše a sprašové hliny, tvoriace nesúvislý pás pri východnom okraji pohoria.

### Tektonika

Chočská jednotka v Malých Karpatoch zaberá rozsiahle územie v severnej a severozápadnej časti pohoria. Rozčlenená je dvoma rozsiahlymi prepadlinami na tri hlavné skupiny: Biele, Jablonické a Čachtické pohorie. Posledné predstavuje megantiklinálu hrastového typu, ktorú tvorí tzv. nedzovská séria, čisto lokálneho typu so špecifickým vývojom. Charakteristický pre ňu, ako i pre iné série chočskej jednotky Malých Karpát je mohutný vývoj svetlých ladinských vápencov. Podľa doterajších poznatkov o nedzovskej sérii sa predpokladá, že jadro jej antiklinály tvoria svetlé nedzovské vápence, v nadloží ktorých ležia tmavé vápence karnu, ale hlavne dolomity nóru, ktoré z hľadiska tektonického (vápence i dolomity) vytvárajú ploché štruktúry. Novšie sa však zistilo, že takáto interpretácia tektonickej stavby nedzovskej série nie je celkom vhodná. V severovýchodnej časti pohoria totiž, v oblasti k. Na Salaskách, nedzovské svetlé vápence ležia na dolomitoch, o ktorých sa predpokladá, že patria vrchnému triasu. Ťažko povedať, či tu ide len o menší násun nedzovských vápencov na dolomity, alebo či dolomity nie sú i tu stratigrafickým podložím nedzovských vápencov, podobne ako to predpokladáme vo vrte ČH-1 v oblasti potoka Hrabútnica pri Čachticiach.

V litológii a chemizme dolomitov nie sú podstatnejšie rozdiely, čo však je v Západných Karpatoch v prípade dolomitov bežný zjav aj u bezpečne rozdielných stratigrafických stupňov. Nevylučujeme ani možnosť, že kryha nedzovských vápencov je na dolomity presunutá a patrí samostatnej vyššej jednotke.

Mladšie súvrstvia — jura a spodná krieda — vystupujú v JZ a SV časti pohoria. Kým na juhu majú stavbu podstatne jednoduchú (súvrstvia upadajú strmo k JZ), severovýchodná časť územia ukazuje oveľa komplikovanejšiu stavbu. Tu mladšie útvary vytvárajú len tenké, niekoľko metrov, prípadne niekoľko desiatok metrov mocné pruhy so značne prevrásnenými a dosť strmo k JV uklonenými vrstvami s úzkymi antiklinálami a synklinálami; ich podložie tiež tvoria slabo zvrásnené spomínané dolomity.

V západnej časti pohoria vystupuje vrchná krieda brezovského vývoja. Jej ohraničenie oproti hrasti Čachtického pohoria je dané poruchou poklesového charakteru. Neogénne sedimenty vo východnej časti pohoria ležia na staršom mezozoickom podklade transgresívne a diskordantne, mierne uklonené k východu; obmedzenie mezozoickej kryhy nedzovskej série oproti okrajovej neogénnej kryhe Podunajskej panvy je však dané aj tektonickou poruchou poklesového charakteru.

Lektoroval RNDr. J. Bystrický, CSc.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D., 1929: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat. Věstník SGÚ, Praha. — [2] Andrusov D., 1930: Příspěvky k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat. Sborník SGÚ, Praha. — [3] Andrusov D., 1933: Poznámky o geologii Považí. Věstník SGÚ, Praha. — [4] Andrusov D., 1936: Subtatranské příkrovy slovenských Karpat. Carpatica I. Praha. — [5] Andrusov D., 1959: Geológia československých Karpat II. SAV Bratislava. — [6] Balkovičová M., 1960: Predbežná správa z mapovania severnej časti Nedzovského pohoria a niektorých profilov z bradlového pásma Nízkych Tatier a Malých Karpát. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [7] Buday T., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 Gottwaldov. Praha. — [8] Bystrický J., 1964: Slovenský kras. ÚÚG, red. Bratislava. — [9] Hanáček J., 1954: Geológia Nedzovského pohoria. Geol. sborník V, Bratislava. — [10] Hanáček J., 1964: Správa o výskume chošskej jednotky v Čachtickom pohorí. Správy o geologických výskumoch, Bratislava. — [11] Kochanová M., 1960: Správa o biostratigrafickom vyhodnotení fauny lamelibranchiátov a gastropodov zo Strážovskej hornatiny, Nedzovského pohoria, Malých Karpát a Zvolenskej vrchoviny. Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Kullmanová A., 1964: Niekoľko litologicko-petrografických profilov vrchnojurských a spodnokriedových vápencov. Správy o geol. výskumoch, Bratislava. — [13] Kullmanová A., 1964: Litologicko-petrografická charakteristika mezozoických profilov a odkryvov (Malé Karpaty, Čachtické pohorie, Nízke Tatry a mezozoikum sklenoteplického ostrova). Rukopis; Archív GÚDŠ, Bratislava. — [14] Lóczy L., 1917: Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Vágújhely, Ószombat und Jablanc in den Nordwestkarpathen. JUGRA, Budapest. — [15] Lukniš M., 1946: Poznámky o geomorfologii Beckovskej brány a prilahlých území. Práce SGÚ, Zoš. 15. Bratislava. — [16] MaheI M., 1962: Vysvetlivky k přehlednej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 Wien—Bratislava. Redakcia ÚÚG, Bratislava. — [17] MaheI M., 1967: Regionální geologie ČSSR II — Západní Karpaty. ÚÚG Praha. — [18] Ogilvie Gordon M. M., 1927: Das Grödener, Fassa- und Ennsberggebiet in den

Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der geol. Bundesanst., XXIV/1. Wien. — [19] Štúr D., 1860: Bericht über die Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch der Geol. R. A., Wien.

JOZEF HANÁČEK

### EINIGE NEUEN ERKENNTNISSE AUS DER NEDZOV—SERIE DES GEBIRGES ČAČTICKÉ POHORIE

Das Gebirge Čachtické pohorie (vorher als Nedzovské pohorie bekannt; Štúr 1860) bildet den nördlichsten Ausläufer der Kleinen Karpaten in der Westslowakei. Es ist vorwiegend durch die sog. Nedzover Serie gebaut mit mächtiger Entwicklung heller Kalke, die auch für die weiteren Schichtenserien der Kleinen Karpaten charakteristisch sind.

Als das älteste Glied erscheinen — neuesten Untersuchungen zufolge — die Dolomite, die in der Bohrung ČH-1 im Bachtal von Hrabútnica, westlich der Gemeinde Čachtice unterhalb der hellen Kalke des Ladins angetroffen wurden. Es handelt sich um einen hellgrauen, massigen Dolomit von beträchtlicher Mächtigkeit (über 150 m), dessen Untergrund vorläufig unbekannt ist. Dolomit gehört offensichtlich der Mitteltrias, wahrscheinlich dem Anisien an.

Ladin vertreten die hellen Kalke des Nedzov—Types, oft mit kleineren Dolomiteinschaltungen; man hat sie in der Vergangenheit wegen Mangel an charakteristischen Fossilien einmal zur Mitteltrias, andersmal zur Obertrias gestellt. Die neuestens gefundenen Algen der Art *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia deuten das Ladin—Alter dieser Kalke an.

Karn ist durch graue, örtlich dunkelgraue, massige, schichtige Kalke und plattige mergelige bis schieferige Kalke vertreten, die als kleinere Linsen in den Randabschnitten der Nedzover Kalke auftreten. Zum Karn werden sie auf Grund der Art *Prospodilus (Philipiella) cf. obliqua* (Münst.) (bestimmt durch M. Kochanová 1960) gestellt. Der Obertrias gehören offensichtlich auch braune knollige Kalke, konglomeratartigen Aussehens, in einer kleinen Linse auf Hrdláková skala, SW von Čachtice an.

Norien. Die im Čachtické pohorie reichlich vertretenen Dolomite (im SW Teil in der Velký Plešivec—Gruppe und im NO Teil zwischen den Gemeinden Bzince und Hrušové) werden vorläufig ohne paläontologische Beweise zur Obertrias gestellt, und zwar auf Grund ihrer Position oberhalb der Ladin- und Karn—Kalke im SW Teil. Neuestens aber hat man festgestellt, dass die hellen Nedzover Kalke auf der Kote Na Salaškách oberhalb dieser Dolomite lagern; dadurch wird aber ihre stratigraphische Eingliederung in diesem Gebiet problematisch. Vorläufig konnte man nicht klären, ob die Dolomite stratigraphisch im Liegenden der Nedzover Kalke lagern und event. in südlicher Richtung fortsetzen und mit den Dolomitvorkommen in der Bohrung ČH-1 zusammenhängen, oder ob es sich um eine kleinere Überschiebung der Kalke über die Dolomite handle, oder ob gar die Nedzov—Dolomite hier nicht verschoben worden sind und einer höheren stratigraphischen Einheit angehören als die übrigen Kalke der Nedzover Serie.

Rhät ist im Gebirge Čachtické pohorie auf mehreren Orten bekannt, vor allem im NO Teil bei Bzince, wo sie durch graue und dunkelgraue Kalke mit zahlreichen Vertretern der Art *Rhaetina gregaria* (Suess), *Leda deffneri* Opperl, *Rhaetavicula contorta* (Portl.) *Placunopsis alpina* (Winkl.), *Cardita austriata* (Hauer) u. a. (gesammelt und bestimmt durch Kochanová 1960) vertreten wird. Auf dem Turecký vrch haben wir neben den von



D. Štúr (1860) zitierten Fossilien noch *Rhaetina gregaria* (Sues), *Zeilleria austriata* (Zugmeyer), und *Cyrtina cf. uncinata* (Schafhäutl) gefunden. Zur Rhät zählen wir auf Grund der Foraminiferenfunde *Semivoluta clari* Kristan & Tollmann und *Angulodiscus pokornyi nov. sp.* (bestimmt von J. Salaj) auch Kalke bei Podolské kopanice.

Jura — Schichten sind hauptsächlich im SO Teil des Gebirges, seltener auch im südlichen Teil auf den Hängen von Drienovica verbreitet. Wir unterscheiden folgende Unterstufen:

Unterlias vertreten graue, hellgraue und gelbbraune Kalke bei Bzince, deren Alter von zahlreichen Faunenfinden der Art *Chlamys dispar* (Terq.) und vereinzelt Bruchstücken von *Chlamys (Aequipecten) sp.* (bestimmt durch M. Kochanová 1960) belegt ist.

Mittel-Lias ist durch rötliche, rostigrote und grauweiße Crinoidenkalken, örtlich mit Hornsteinknollen, einerseits im nördlichen Abschnitt des Gebirges und im beschränkten Masse auch im Süden bei Podolské kopanice mit reichen Brachiopodenvorkommen repräsentiert. Auf den Nordhängen von Drienovica haben wir in diesen Kalken auch die Ammoniten: *Oxymoticeras oxynotum* (Zieten), *Uptonia jamesoni* (Sow.), *Coenoceras striatum* (Sow.), *Harpophylloceras cf. eximium* (Hauer) gesammelt.

Zum Ober-Lias rechnen wir die limonithaltigen rotbraunen Kalke, teilweise brekziös, mit Mangangängen und folgenden Faunenarten: *Pleurotomaria mulsanti* Thiol., *Pleurotomaria sp.* und *Calliphylloceras nilssoni* (Hébert).

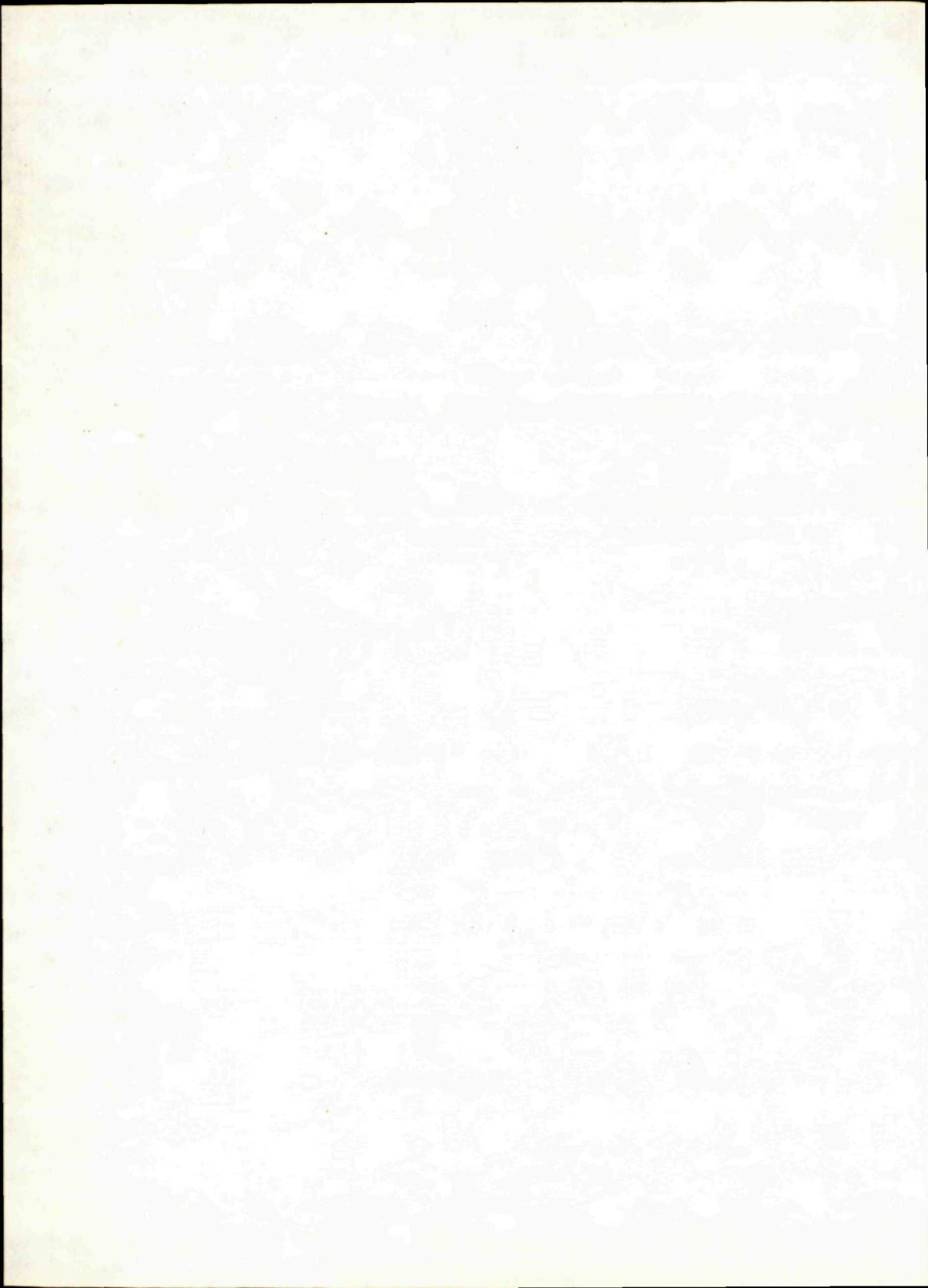
Dogger ist durch graue bis grünliche Kalke mit bunten Hornsteinlagen bei Hrušové gebildet.

Malm repräsentieren rote, oder rosarote pseudoknollige, teilweise mergelige Kalke mit reichen braunroten Radiolaritknollen, die kleinere Linsen oberhalb der Lias-, oder Dogger-Kalke bilden.

Tithon — Neokom ist im nördlichen und südlichen Teil des Gebirges durch graue, bläuliche und violablaue, dünnplattige, leicht mergelige Kalke, vereinzelt mit Hornsteinknollen vertreten. Durch litho-petrographische Studien identifizierte A. Kullmanová Tithon, gebildet durch schlammig-organogene Kalke und Kalpionellen — Microfazies, mit *Calpionella alpina* Lorenz und *Calpionella elliptica* Cadisch, vereinzelt auch mit *Tintinopsella carpatica* Murgeanu & Filipescu und *Stomiosphaera minutissima* Colom. Oberhalb des Tithon lagern die Neokom-Kalke identifiziert auf Grund der Radiolarienmicrofazies.

Bezüglich des tektonischen Baues des Gebirges Čachtické pohorie wird allgemein die Ansicht vertreten, dass es sich um eine horstförmige Antiklinale handelt, deren Kern die Ladin-Kalke des Nedzov-Types bilden, oberhalb deren dunkle Karn-Kalke, aber hauptsächlich die Obertrias-Dolomite auftreten. Im Lichte der neueren Untersuchungen erscheint der Bau des Gebirges keinesfalls so eindeutig. Sowohl im nördlichen Abschnitt, als auch in der Bohrung ČH-1 wird die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass beide Vorkommen irgendwie zusammenhängen und den stratigraphischen Untergrund der Nedzover Kalke bilden (Dolomite in der Bohrung ČH-1, werden zur Mitteltrias, im NO Teil des Gebirges zur Obertrias gestellt). Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, dass die Kalke sich in einer tektonischen Position oberhalb der Dolomite befinden und eigentlich eine höhere tektonische Einheit bilden.

Geologisches Institut D. Štúr's  
Bratislava



MICHAL PERŽEL

## STRÁŽOVSKÝ PRÍKROV VO VEĽKEJ FATRE

**Abstrakt.** Vo Veľkej Fatre bol vymedzený príkrov vyšší ako chočský, ktorý zodpovedá príkrovu Strážovského pohoria. Patria k nemu príkrovové trosky horskej skupiny Tlstej. Je nezávislý od chočského príkrovu, nie je teda jeho digitáciou. Tvorí ho mohutné vápencové súvrstvie, ktoré obsahuje vápnité riasy a foraminifery, na základe ktorých treba vápence začleniť k strednému triasu (anis-ladin).

Mohutné vápencové masy v horskej skupine Tlstej spomínajú už Ilavský — Červeňová (1952) bez toho, žeby podrobne riešili ich postavenie. V r. 1965 až 1967 zistil som v skupine Tlstej na JZ svahoch Veľkej Fatry v tektonickom nadloží krížňanského príkrovu dva vyššie „subtatranské“ príkrovy: (1) chočský s osobitným vývojom, zložený hlavne z triasových dolomitov a (2) vyšší príkrov, zložený hlavne zo svetlých vápencov, ktorý porovnávam so strážovským príkrovom.

Trosky strážovského príkrovu sa skladajú skoro výlučne z tmavosivých a svetlých masívnych a lavicovitých vápencov anisu a ladinu. Na Tlstej, Konskom dole a v Lubenej doline tvoria ležaté vrásky, niekedy s jasnou vergenciou k S a SZ. Na Plešovici, Pekárovej, Plavej, Havranej skale a na Temnom kúte ležia skoro horizontálne, súhlasne s podložnými ladinskými dolomitmi. Vápencové súvrstvia sa tu zachovali na najvyšších kótach v širšom okolí v JZ časti pohoria a tvoria osamotené kryhy.

Na báze vápencového súvrstvia vystupujú tmavosivé masívne, miestami vrstevnaté vápence, bez výraznejších bielych kalcitových žiliek, často silne bituminózne. Tieto vápence vystupujú hlavne na rázcestí pri horárni Dedošová, v súteske Čertova brána, v Tmavej a Blatnickej doline. Vyššia časť súvrstvia má prevažne sivú farbu; je vyvinutá na Tlstej a na Konskom dole. Vápence sú vrstevnaté, miestami dolomitické, uprostred s tenkými polohami a nepravidelnými šošovkami sivých dolomitov, ktoré sa morfológicky prejavujú ako „odpočinky“ — zarovnané plošinky. Miestami sa nájdu hlavne vo vyššej časti vápencového súvrstvia aj tenké polohy svetlosivých krinoidových

vápencov (napr. na západnom svahu Tlstej a na ľavej strane potoka Selenec). Mikroskopicky ide o slabokrinooidové organodetrické vápence — biosparity. Fragmenty fosílií sú rekryštalizované. Z mikrofosílií sú zastúpené: textulárie, miliolidy, ostrakódy, zbytky echinodermát, ostne ježoviek a úlomky bivalvií.

Podobné sivé, masívne vápence tvoria kryhy na dolomitoch V od Rakše, na Havranej skale, V od Hája, na Plavej, Dedašovej a Pekárovej. Na Plešovici a v opustenom kameňolome pri Blatnici majú nádych do hnedá. Svetlosivé až mliečnobiele masívne vápence sú známe hlavne na Červenom a na hrebeni na ľavej strane Blatnickej doliny. Vápence sú chemicky pomerne čisté, často podliehajú skrasovateniu. Známe sú v nich jaskyne Mažarná, Tlstá, Dedašová.

V sivých vápencoch skupiny Tlstej zistila E. Kristan—Tollmann: *Meandrospira dinarica* Kochansky—Devidé & Pantić, *Ammobaculites* sp., *Tetrataxis* sp., *Endothyra* sp., *Nodosaria* sp. ako aj ostrakódy a zbytky echinodermát. V svetlosivých až mliečnobielých vápencoch na SV svahu Tlstej, Pekárovej a Červeňom sa zistili tieto foraminifery: *Pilamina densa* Pantić, *Earlandinita oberhauseri* Salaj, *Duostomina* sp., *Meandrospira* cf. *iulia*, *Neodonthya kuepperi* (Oberhauser), *Neodonthya reicheli* Reitlinger, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Agathammina* sp., *Reophax* sp., *Textularia* sp., *Miliolidea*; okrem toho ostrakódy, zbytky echinodermát a bivalvií.

Hlavne v organodetrických vápencoch — biosparitoch zistil Bystrický nasledovné riasy:

1. sivé dolomitické vápence, Tmavá dolina (1070 m): *Diplopora* sp., *Oligoporella* sp., *Diplopora hexaster* (Pia) Pia, *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia.

2. svetlosivé vápence V od k. 1292 (výška 1125 m): *Diplopora* cf. *hexaster* (Pia) Pia, *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, *Teutloporella* sp.

3. sivé masívne vápence, Selenec: *Physoporella* cf. *praealpina* Pia, *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, *Diplopora* sp.

4. vápencové bralá na ľavej strane Selenca: *Oligoporella pilosa* Pia, var. *varicans* Pia, *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, *Oligoporella pilosa* Pia, var. *pilosa*, *Diplopora* cf. *hexaster* Pia, *Diplopora* sp.

5. svetlosivé dolomitické vápence na k. Baglov: *Physoporella* sp.

6. sivé vápence na Lubenej doline (výška 950 m): *Physoporella* sp.

7. sivé masívne vápence na Konskom dole (výška 840 m): *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh., var. *annulata*, *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia.

8. svetlosivé masívne vápence na Dubinách V od Blatnického hradu: *Teutloporella herculea*?, *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *annulata*, *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *debilis* (Pia).

9. svetlosivé dolomitické vápence na Plešovici pri Blatnici: *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *annulata*, *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *dolomitica* Pia.

10. sivé vápence na Temnom kúte: *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, *Physoporella pauciforata* (Gümb.) Steinm. var. *undulata* Pia.

Z nálezov dasykladacey a foraminifer vyplýva, že súvrstvia vápencov v strážovskom príkrove Tlstej majú stratigrafické rozpätie stredný anis — ladin. Na anis poukazujú dasykladacey: *Physoporella dissita* (Gümb.) Pia, *Diplopora*

*hexaster* (Pia) Pia, *Ph. cf. praealpina* Pia, *Ph. pauciforata* (Gümb.) Steinm. var. *undulata* Pia, *Oligoporella pilosa* Pia var. *pilosa*; z foraminifer: *Meandrospira dinarica* Kochansky — Devidè & Pantić, *Pilamina densa* Pantić, *Earlandinita oberhauseri* Salaj, *Neodonthya kuepperi* (Oberhauser).

Najvrchnejšiu časť súvrstvia tvoria svetlosivé až mliečnobiele masívne vápence s *Teutlopora herculea* (Stopp.) Pia, *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh., var. *annulata*, *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *dolomitica* Pia, *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *debilis* Pia, na základe ktorých súvrstvie patrí ladinu.

### Poznámky k tektonike

Veľká Fatra je jedným z dvoch jadrových pohorí Slovenska, v ktorých stavbu mezozoika možno sledovať na veľké vzdialenosti od severu k juhu. Vďaka tomu pozorujeme naprieč pohorím nielen množstvo príkrovov, ale často aj pozvoľné faciálne prechody od severu k juhu v rámci jednotlivých príkrovov, čo má aj značný teoretický význam.

Tatridné jadrové pohorie Ľubochne so svojim normálnym tatridným obalom sa objavuje často v zjavnom tektonickom podloží krížňanského príkrovu; z toho vyplýva, že tu nad sebou ležia dve tektonické jednotky s dosť odlišným faciálnym vývinom: tatridná s hiátom v réte a krížňanská bez hiátu. Aj superpozícia chočského a strážovského príkrovu v horskej skupine Tlstej je v JZ časti jasná. Ináč treba poznamenať, že celé, prevažne mezozoické pohorie Veľkej Fatry predstavuje nesúmernú klenbu, pretiahnutú v S-J smere. To je výsledkom jej popaleogénneho, prípadne aj intramiocénneho vovrásnenia do symetrickej veľvrásky Veľkej Fatry, na východe obmedzenej niekoľkými poruchami revúckej sústavy zlomov. Následkom vykľutia najvyššiu časť pohoria v okolí Krížnej predstavuje krížňanský príkrov. Novšie práce potvrdili poznatok Matějku — Andrusova (1931), Bystrického (1956) a Mišíka — Rakúsa (1964), že v krížňanskom príkrove od severu k juhu faciálny charakter istých členov, hlavne liasu, sa pozvoľne diferencuje od vývinu známeho v severnej časti pohoria (v liase fleckenmerglová fácia) a približuje sa vývinom typickým pre južnú časť pohoria (adnetská fácia). Z toho vidieť, že prechody sú nezávislé na blízkosti jednotlivých jadier, napr. Ľubochnianskeho, alebo Ľubochnianskeho; to svedčí v prospech názoru, že krížňanský príkrov sa nachádza v nasunutej polohe, na podložných tatridných jednotkách v oblasti celého veľkofatranského pohoria. Jasné faciálne rozdiely medzi vývinom triasu krížňanského, chočského a strážovského príkrovu (vo Veľkej Fatre v tektonických troskách horskej skupiny Tlstej) ukazujú, že tu ide o tri samostatné príkrovové jednotky. Trosky horskej skupiny Tlstej majú trias vyvinutý obdobne ako v príkrove Strážovského pohoria a v troske Drienku na Horehroní

A keďže javia aj značnú príbuznosť s mezozoikom severného pruhu gemeríd, ide tu pravdepodobne o rozsiahly príkrov, zaberajúci značnú časť čs. Karpát.

Subtatranské príkrovy z oblasti Veľkej Fatry javia sa v podstate ako veľké skalnaté dosky, ležiace v horizontálnej polohe; ich vrstevný sled začína v krížňanskom príkrove silne redukovaným spodným triasom, vo vyšších príkrovoch bázou stredného triasu. Len na juhu v okolí Starých Hôr sa objavujú aj staršie útvary — kryštalinikum. Vrstevný sled je vyvinutý skoro vždy len v normálnej sérii, čo potvrdzuje názor, že ide o príkrovy strižné. Ohyby menších vrás v krížňanskom príkrove sú v strednej a severnej časti pohoria (Bystrický 1956). Zaujímavý je zjav, ktorý som zistil v troskách horskej skupiny Tlstej (tab. X), a to čelný (vrásový) ohyb s jasnou SZ vergenciou. Pritom osi vrás v pancieri tektonických príkrovov tu majú zhruba Z-V smer, teda skoro kolmý na hlavnú os veľkofatranského pohoria. Keďže v strážovskom príkrove horskej skupiny Tlstej sa ukazujú severovergentné uzávery ležatých vrás, možno predpokladať, že tu sa nachádzalo čelo strážovského príkrovu.

Lektoroval RNDR. J. Bystrický, CSc.

#### LITERATÚRA

- [1] Andrusov D. — Matějka A., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. Quide des excursions. Knihovna SGÚ 13 A. Praha. — [2] Bystrický J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Geol. práce, Správy 6. Bratislava. — [3] Bystrický J., 1956: Príspevok k tektonike Veľkej Fatry. Geol. práce, Správy 6. Bratislava. — [4] Ilavský J. — Červeňová, 1952: Geologické štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. práce, Zošit 30. Bratislava. — [5] Matějka A., 1927: Geologické studie v okolí Ružomberka na Slovensku. Sborník SGÚ VII, Praha. — [6] Mišík M. — Rakús M., 1964: Poznámky k priestorovým vzťahom liasu a paleogeografii mezozoika Veľkej Fatry. SGV-rad. ZK, zv. 1. Bratislava. — [7] Peržel M., 1968: Mezozoikum Veľkej Fatry. Rukopis; Archív PFUK, Bratislava. — [8] Záruba Q. — Andrusov D., 1937: Geologické pomery území projektované dráhy Banská Bystrica — Diviaky. Zprávy žel. inž., roč. XIV, Praha.

JOZEF SALAJ

## ESSAI DE ZONATIONS DANS LE TRIAS DES CARPATHES OCCIDENTALES D'APRÈS LES FORAMINIFÈRES

Résumé. Dans ce travail nous proposons 11 zones pour les subdivisions microbiostratigraphiques du Trias des Carpathes Occidentales de Slovaquie: (1) *Meandrospira iulia*; (2) *Meandrospira insolita*; (3) *Meandrospira dinarica*; (4) *Pilamina densa*; (5) *Arenovidalina pragsoides*; (6) *Pilamina kuthani*; (7) *Aulotortus sinuosus*; (8) *Semiinvoluta clari*; (9) *Augulodiscus pokorny*; (10) *Augulodiscus friedli* et (11) *Triasina hantkeni*.

Une faune très abondante de foraminifères avec différents types d'associations caractérise bien les étages du Trias des Carpathes Occidentales de Slovaquie. D'après cette faune il est possible de faire des zonations détaillées exposées dans le texte ci-après (voir tableau 1).

(1) Zone à *Meandrospira iulia*. L'espèce *Meandrospira iulia* caractérise la partie supérieure du trias inférieure (Campilien) avec *Myophoria costata*. Cependant le faciès detritique du Zeissien ne nous permet pas d'établir la limite inférieure de cette zone ainsi que la répartition de *Meandrospira iulia*. Mais la limite supérieure est bien définie par l'apparition de *Meandrospira insolita* et la disparition de *Schubertella* div. sp.

(2) Zone à *Meandrospira insolita* correspond à l'Anisien avec *Physoporella dissita* et *Physoporella pauciforata*. L'apparition de l'espèce *Meandrospira insolita* marque bien la limite inférieure de cette zone, de même que la limite supérieure est bien définie par l'espèce *Meandrospira dinarica* Kochansky—Devidé & Pantić.

(3) Zone à *Meandrospira dinarica*. Cette zone correspond à l'Anisien moyen avec: *Physoporella pauciforata*, *Oligoporella pilosa* et *Physoporella dissita*. La limite inférieure est marquée par l'apparition de l'espèce *Meandrospira dinarica* (Kochansky—Devidé & Pantić) La limite supérieure correspond à l'apparition de *Pilamina densa* Pantić.

A coté de l'espèce *Meandrospira dinarica* il existe d'autres espèces importan-

tes dont: *Meandrospira pusilla* — *Earlandinita elongata* Salaj — *Endothyranella tricamerata* Salaj — *Neoendothyra reicheli* Rejtlinger — *Meandrospiranella samueli* Salaj.

(4) Zone à *Pilammina densa* correspond à l'Anisien supérieur (Illyrien) avec une partie de l'association suivante: *Physoporella dissita* — *Physoporella pauciforata* — *Diplopora hexaster* — *Oligoporella pilosa* et toute l'association à *Diplopora annulatissima*. La repartition verticale de cette espèce correspond bien à la limite de cette zone.

(5) Zone à *Arenovidalina pragsoides* correspond au Ladinien avec: *Teutloporella herculea* — *Diplopora annulata* — *Teutloporella nodosa*. La limite inférieure est marquée par la disparition de *Pilammina densa* Pantić tandis que la limite supérieure correspond à l'apparition de l'espèce *Pilammina kuthani* Salaj. Dans cette zone il est possible de distinguer 2 sous-zones: une sous-zone inférieure avec *Pilammina sp<sub>1</sub>* qui correspond au Ladinien inférieur et moyen et l'apparition de *Trocholina procera* (Liebus) marque la limite supérieure de cette sous-zone.

Dans cette sous-zone les espèces les plus importantes sont *Pilammina sp<sub>1</sub>* [dont le synonyme *Pilammina friedli* (Kristan—Tollmann) forme du ladinien et carnien dans l'article de J. Salaj—A. Biely—J. Bystrický 1967 b] *Valvulina* sp. et *Ladinosphera geometrica* Oberhauser. Sous-zone supérieure à *Trocholina procera* correspond en partie au Ladinien supérieur (Cordevolien) et en partie au Carnien inférieur (Julien) et se continue dans la zone à *Pilammina kuthani*. Les limites inférieure et supérieure de cette sous-zone sont données par la repartition de l'espèce *Trocholina procera* (Liebus). Dans cette sous-zone il existe une faune très caractéristique de *Trocholina* div. sp; La très grande abondance de l'espèce *Duostomina alta* Kristan—Tollmann marque la partie supérieure de cette sous-zone.

(6) Zone à *Pilammina kuthani* correspond au Carnien et est définie par la limite stratigraphique de la repartition de cette espèce. Dans les couches de Lunz du Carnien inférieur il y a des foraminifères de la sous zone à *Trocholina procera*.

Le Carnien supérieur correspond à la sous-zone *Aulotortus broennimanni*. La limite inférieure de cette sous-zone est marquée par la disparition de *Trocholina procera* et l'apparition de l'espèce *Aulotortus sinuosus* Weynschenk.

(7) Zone à *Aulotortus sinuosus* correspond au Norien inférieur avec *Monotis salinaria* et à la limite inférieure définie par l'apparition de l'espèce *Aulotortus sinuosus* (? cette espèce commence probablement à la partie supérieure du carnien supérieur). La limite supérieure est définie par l'apparition de l'espèce *Semiinvoluta clari* Kristan. L'espèce importante qu'est *Rakusia oberhauseri* Salaj (espèce type du genre *Rakusia*) se trouve dans cette zone.





Salaj marque la limite inférieure de cette zone tandis que la limite supérieure est marquée par la disparition de l'espèce *Semiinvoluta clari* Kristan. Les espèces les plus importantes de cette zone sont: *Paalzoowella austriaca* Kristan — Tollmann, *Trocholina permodiscoides* Oberhauser, *Trocholina acuta* Oberhauser et *Arenovidalina tumida* (Kristan — Tollmann).

(10) Zone à *Angulodiscus* 'friedli' correspond au Rhetien inférieur. La limite inférieure est définie par la disparition de l'espèce *Semiinvoluta clari* Kristan, tandis que la limite supérieure est marquée par l'apparition de l'espèce *Triasina hantkeni* Majzon.

(11) Zone à *Triasina hantkeni* correspond au Rhetien supérieur qui est définie par l'apparition de cette espèce. Cette zone ne se trouve pas dans le Lias inférieur. La limite supérieure de cette zone est définie aussi par l'apparition de l'espèce *Involutina liasica* (Jones).

La microfaune pour chaque zone est déjà publiée dans l'article de J. Salaj — A. Biely et J. Bystrický (1967 a, b) et J. Salaj & O. Jendrejaková (1967).

#### BIBLIOGRAPHIE

- [1] Bosellini A. & Broglio Lorica C., 1965: Gli „Strati à Triasina” nel gruppo di sella (Dolomiti Occidentali). *Memoire Geopaleontologiche*. Vol. 1, Fasc. II, pp. 159—180. Ferrara. — [2] Brönnimann P. & Page Cl., 1966: Sur quelques Foraminifères du Trias à l'W de Jaun (Canton de Fribourg, Suisse). *Arch. Sc.*, Vol. 19, Fasc. 1, pp. 83—92. Genève. — [3] Bystrický J. & Biely A., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. *Geol. sbornik XV*, 2, pp. 173—188. Bratislava. — [4] Gros P. & Neumann M., 1964: Contribution à l'étude des formations à *Triasina* Majzon des Dolomites Centrales. *Rev. de Micropaléontologie*. Vol. 7, No. 2, pp. 125—137. Paris. — [5] Franz U., 1966: Die Trias der Oberwössener Mulde (Chiemgauer Alpen). Ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen. Inaugural — Dissertation, pp. 1—91. Kiel. — [6] Glintzboeckel CH., 1956: Présente de Trocholines dans le Trias de Tunisie. *C. R. Soc. Geol. Fr.*, pp. 238—240. Paris. — [7] Ho J., 1959: Triassic Foraminifera from the chialingchiang Limestone of South Szechuan. *Acta Paleont. Sinica*, 7/5, pp. 405—418. Peking. — [8] Kochanský — Devidé & Pantić Š., 1966: Meandrospira u donjem i srednjem trijasu i neki popratni u Dinaridima. *Geol. vj.*, pp. 15—28. Zagreb. — [9] Koehn — Zaninetti L. & Brönnimann P., 1966: De la paroi de *Triasina hantkeni* Majzon, 1954. *C. R. des Séances, SPHN Genève, NS*, Vol. 1, Fasc. 2, pp. 83—88. Genève. — [10] Kristan E., 1957: Ophthalmidiidae und Tetrataxinae (Foraminifera) aus dem Rhaet der Hohen Wand. *Jb; Geol. B. A.*, Bd. 100, pp. 269—298. Wien. — [11] Kristan — Tollmann E., 1960: Rotaliidae (Foraminifera) aus der Trias der Ost Alpen. *Ebenda, Sdb. 5*, pp. 47—78. Wien. — [12] Kristian — Tollman E., 1963: Entwicklungsreihen der Trias-Foraminiferen. *Paläont. Zeitschrift*, 37 Bd., 112; pp. 147—154. Stuttgart. — [13] Kristan — Tollmann E., 1964: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerweise bei Aussee — Salzkammergut. *Jb. Geol. B. A.*, Sdb. 10, pp. 3—189; Wien. — [14] Kristan — Tollmann E., 1964: Beiträge zur Mikrofauna des Rhät. II. Zwei charakteristische Foraminiferen-gemeinschaften aus

Rhätalken. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14 Bd., pp. 135–142. Wien. — [15] Majzon L., 1954: Contributions to the Stratigraphy of the Dachstein Limestone. Acta Geol. Hung., 2, pp. 243–249. Budapest. — [16] *Microphacies italiane* (A. G. I. P.), 1959: Trias, pp. 9–10; pl. V–VII, XII, XIV–XVI, XXX–XXXIX. Milano. — [17] Oberhauser R., 1957: Neue mesozoische Foraminiferen aus der Türkei. Mitt. Geol. Ges., 48, pp. 193–200. Wien. — [18] Oberhauser R., 1957: Ein Vorkommen von Trocholina und Paratrocholina in der ostalpinen Trias. Jb. Geol. B. A., 100 Bd., pp. 257–267. Wien. — [19] Oberhauser R., 1958: Bericht 1957 über mikropaläontologische Untersuchungen [20] Oberhauser R., 1960: Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. Jb., Geol. B. A., Sdb. 5., pp. 5–46. Wien. — [21] Oberhauser R., 1963: Eine labyrinthische Foraminifere aus der südalpinen Trias. Verh. Geol. B. A., 1/2. Wien. — [22] Oberhauser R., 1964: Zur Kenntnis der Foraminiferen—Gattungen Permodiscus, Trocholina und Triasina in der alpinen Trias und ihre Einordnung zu den Archaeodisciden. Verh. Geol., B. A., 2, pp. 196–210. Wien. — [23] Pantić Š., 1965: *Pilamina densa* n. gen., n. sp., and other Ammodiscidae from the Middle Triassic in Crmnic (Montenegro). Geol. vj. 18/1, pp. 189–192. Zagreb. — [24] Prenoli Silva I., 1964: *Citaella iulia* n. gen., b. sp., del Trias inferiore della Carnia. Riv. Ital. pal. strat., 70/4, pp. 657–670. Milano. — [25] Rejtlinger E. A., 1965: Razvitije foraminifer poznepermjskuju i rannetriasovuju epochi na territorii Zakavkazja. Voprosy mikropaleontologii, Vyp. 9, pp. 45–82. Moskva. — [26] Resch W., 1966: Micropaleontological Investigation of the Carnian Profile from Helenagraben (Jugoslavie). Sonderabdruck aus den Verh. der Geol. Bundesanstalt. Heft. 3, A 77. Wien. — [27] Salaj J., Biely A. & Bystrický J., 1967a: Die Foraminiferen in der Trias der Westkarpaten. Arch. Sc., Vol. 19, pp. 211–218. Genève. — [28] Salaj J., Biely A. & Bystrický J., 1967b: Trias—Foraminiferen in den Westkarpaten. Geol. prace, Zpravy 42; Bratislava. — [29] Salaj J. & Jendrejáková O., 1967: Foraminifera aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. sbornik XVIII, 2. Bratislava. — [30] Sigal J., 1963: Foraminifères du Trias; Essai sur l'état actuel des connaissances. Mémoires du B. R. G. M., No 15, pp. 543–551. Paris. — [31] Weynschenk R., 1956: *Aulotortus* a New Genus of Foraminifera from the Jurassic of Tyrol. Austria. Contr. Cushman Found. Res. 7/1, pp. 26–28. — [32] Zaninetti L. & Brönnimann P., 1965: Etude morphologique et stratigraphique de l'espece type du genre *Aulotortus* Weynschenk 1956. Archives des Sciences. 18/3, pp. 699–705. Genève.

### Legende des planches

#### Planche I

Fig. 1. Association de foraminifères de l'Anisien inférieur avec *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser) et *Earlandinita oberhauseri* Salaj. Zone à *Meandrospira insolita*. No. 144 — Plešivec 72/56-2 (14×).

Fig. 2. Association de foraminifères de l'Anisien inférieur avec *Meandrospira insolita* (Ho) et *Meandrospira pusilla* (Ho). Zone à *Meandrospira insolita*. No. 227/1967 — Poniky 949 BB 2/1 (96×).

Fig. 3. Association de foraminifères de l'Anisien moyen avec *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé & Pantić, *Meandrospira insolita* (Ho) et *Neoendothyra* sp. Zone à *Pilamina dinarica*. No. 167 — NE de la Silica (Plešivec 79/1956–5) (96×).

Fig. 4. Association de foraminifères de l'Anisien supérieur avec *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser), *Endothyranella bicamerata* Salaj, accompagnée avec: *Meandrospira insolita* (Ho), *Pilamina densa* Pantić et *Diplopora annulatissima* Pia. Zone à *Pilamina densa*. No. 162 Plešivec 76/1956 — Szarosz-szoba (27×).

## Planche II

Fig. 1. Association de foraminifères de l'Anisien supérieur avec *Pilammina densa* Pantić et *Meandrospira insolita* (Ho). Zone à *Pilammina densa*. No. 7/1966 — Sud-Est de la cote 851,1 m (Štít) (27×).

Fig. 2. *Aulotortus oscillens* (Oberhauser).

Ladinien. Zone à *Arenovidalina pragsoides*. No. 2463. Budíkovany — 20/1965, (96×).

Fig. 3. Association de foraminifères du Ladinien moyen-supérieur avec *Pilammina* sp. 1 et *Andrusoporella fusani* Bystrický. Subzone à *Pilammina* sp. 1. No. 1385 Plešivec 10/1958 (27×).

Fig. 4. *Trocholina procera* Liebus.

Ladinien supérieur; Subzone à *Trocholina procera*. No. 2524 Gombasek G — 36/C. (195×).

## Planche III

Fig. 1. Association de foraminifères du Carnien inférieur dans la faciès Lunz (intrabiospartite) avec *Agathammina austroalpina* Kristan-Tollmann, *Neoendothyra kuepperi* (Oberhauser) et beaucoup de débris de *Lamellibranches* et de *Crinoides* qui marquent un faciès néritique. Subzone à *Trocholina procera*. No. 1052/1962 — Šipkov (90×).

Fig. 2. Association de foraminifères du Carnien inférieur avec *Pilammina kuthani* Salaj et *Styrites* cf. *tropidiformis* Mojs. Zone à *Pilammina kuthani*. No. 2157 — Silická Brezová (50×).

Fig. 3. Association de foraminifères du Norien inférieur avec *Aulotortus sinuosus* Weynschenk. Zone à *Aulotortus sinuosus*. No. 2922/1960 — Tisovec (27×).

Fig. 4. *Semiinvoluta clari* Kristan.

Norien moyen. Zone à *Semiinvoluta clari*. No. 32/11 — Velká Lúka, Plateau de Muráň (97×).

## Planche IV

Fig. 1. Association de foraminifères du Norien supérieur à la base du Rhétien avec *Angulodiscus pokornyi* Salaj, *Arenovidalina tumida* (Kristan-Tollmann) et *Trocholina acuta* Oberhauser. Zone à *Angulodiscus pokornyi*. No 61a — Hybe (27×).

Fig. 2. *Angulodiscus pokornyi* Salaj

Rhétien inférieur. Zone à *Angulodiscus friedli*. No. 61 — 29 — Hybe (150×)

Fig. 3. Association de foraminifères du Rhétien inférieur avec *Angulodiscus friedli*. Zone à *Angulodiscus friedli*. No. 61 — 29 Hybe (50×).

Fig. 4. Association de foraminifères du Rhétien supérieur avec *Triasina hantkeni* Majzon, *Trocholina* (*Trochonella*) *crassa* Kristan-Tollmann, *Arenovidalina* sp. et Algues. Zone à *Triasina hantkeni*. No 347/1966; Sedlo 41 a — Velká Lúka; Plateau de Muráň (27×).

JURAJ MACEK

## NOVÉ POZNATKY Z DROBNOTEKTONICKÉHO VÝSKUMU HANDLOVSKÉHO LOŽISKA

Tektonický štýl mladotretohorných uhoľných panví je charakteristický germanotypnou tektonikou, prejavujúcou sa vo forme poklesov, zdvihov a prešmykov. Zdrojom týchto pohybov bola vulkanická činnosť, prejavujúca sa vo viacerých cykloch, z ktorých najintenzívnejšia bola tzv. I. a II. erupčná fáza (Slávik 1959; Brodňan—Slávik 1966). Po ukončení vulkanickej činnosti, vplyvom nerovnomerného rozloženia produktov mladšej vulkanickej činnosti dochádza v tektonicky porušených oblastiach k novým poklesom blokového charakteru.

Z hľadiska drobnotektonického výskumu najvýznamnejšie postavenie zaberajú tektonicko-štruktúrne prvky *paraklázy* a *diaklázy*. Ich rozlíšenie vzhľadom na ich genetickú spätosť a v dôsledku malej amplitúdy posunu je veľmi obťažné, často nemožné; v praxi sú nazývané plochami diskontinuity-*strihmi*. Problém vzniku strihov nie je doposiaľ jednoznačne vyriešený. Staršia teória vysvetľuje ich ako javy kontrakčné, endogénne, vzniknuté počas metamorfózy, novšia ako dôsledok tektonických a vrásových pochodov (Dopita—Pták—Škvor 1966).

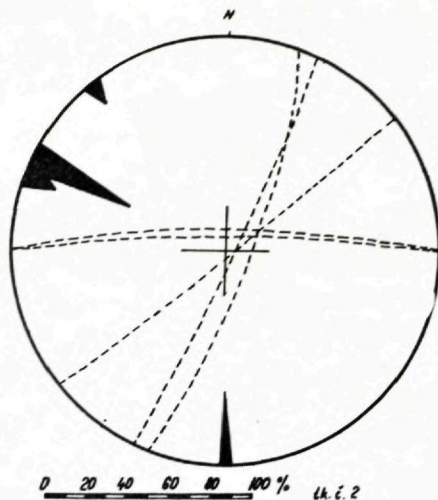
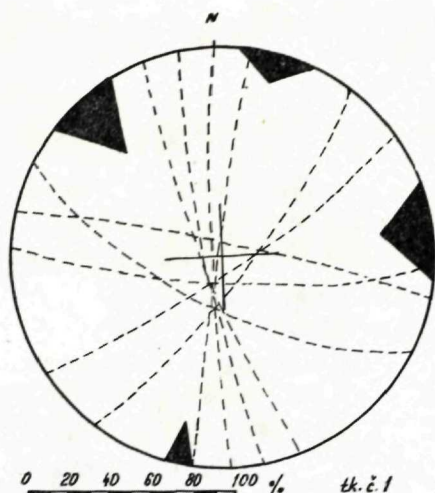
Merané drobnotektonické prvky boli vynesené do Lambertovej siete, postavené v transverzálnej polohe. Tektonogramy sú ružicové s vyznačenými hlavnými smermi prednostnej orientácie strihov a percentuálnym vyjadrením množstva použitých meraní v príslušnom tektonograme. Výskum sa uskutočnil v severnom, západnom, južnom a východnom poli HUB, ako i v ťažobnom úseku bane Cígeľ (celkom 35 776 meraní).

### *Prednostná orientácia drobnotektonicko-štruktúrnych prvkov*

Baňa Cígeľ. Synoptický tektonogram č. 1 bol vyhotovený z čiastkových tektonogramov, pričom na vyhodnotenie bolo použité 4 340 meraní. Zreteľná je prednostná orientácia hlavne v smeroch: I. smer 40—60/80—86 k JV (36 % meraní); II. smer 340—10/80—90 k SZ až JZ (25 % meraní); III. smer

105/85 k SZ (16 % meraní); IV. smer 95—120/70—80 k JZ (15 % meraní). Priemerný koeficient početnosti strihov pre ťažobný úsek bane Čígel je 12,3.

Severné pole HUB. Synoptický tektonogram č. 2, reprezentujúci severné pole, bol zostrojený z čiastkových tektonogramov, pričom na vyhodnotenie sa použilo 3 130 meraní. Prednostná orientácia strihových systémov je v dvoch smeroch: I. smer 200—205/80—87 k JV (56 % meraní); II. smer 270/82 k S (36 % meraní). Priemerný koeficient hojnosti strihov v tomto poli je 13,3.



Západné pole HUB. Synoptický tektonogram č. 3 reprezentuje západné pole. Zostrojený bol z čiastkových tektonogramov s celkovým počtom 6 465 meraní. Z tektonogramu je zreteľná koncentrácia strihových systémov v dvoch párových smeroch, pričom prvý (A) je hlavný. (A): I. smer 60—65/80—88 k SZ (64 % meraní); II. smer 5/83 k JV (22 % meraní); (B) párový systém vedľajší: III. smer 22—30/80 k JV (8 % meraní); IV. smer 85—87/87 k SZ (4 % meraní).

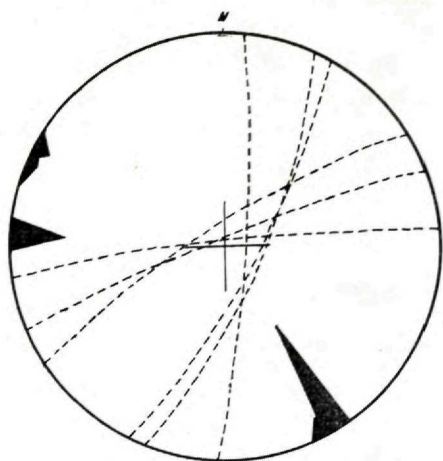
V tejto súvislosti nutno poznamenať, že oba systémy sa spravidla spolu nevyskytujú, ale len buď jeden alebo druhý. Priemerný koeficient hojnosti strihov pre západné pole je 17,2.

Južné pole HUB. Synoptický tektonogram č. 4. zobrazujúci hlavné smery prednostnej orientácie strihových systémov bol vyhotovený z čiastkových tektonogramov v súhrnnom počte 3 700 meraní. Z tektonogramu je zreteľná prednostná orientácia strihov (obdobne ako v západnom poli) v dvoch párových systémoch, pričom prvý (A) je hlavný, druhý (B) vedľajší. Kombinácia výskytu jednotlivých smerov je obdobná ako v západnom poli. I. smer

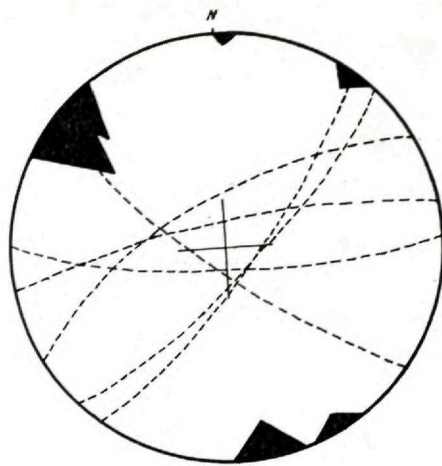
40–50/78–80 k JV (54 % meraní); II. smer 83/80 k SZ (17 % meraní); III. smer 130/80 k JZ (9 % meraní); IV. smer 63/72 k SZ (7 % meraní).

Priemerný koeficient hojnosti strihov v južnom poli (17,0) nevystihuje dostatočne charakter počatnosti strihov. Možno tu vyčleniť dva samostatné tektonické štýly: severný, v úseku 800-ky príbuzný západnému pólu s koeficientom hojnosti strihov 12,5. Južný, v úseku Zápaary príbuzný východnému pólu s koeficientom hojnosti 25,5.

Východné pole HUB. Synoptický tektonogram č. 5 reprezentuje východné pole s celkovým počtom 18 120 meraní. Prednostná orientácia strihov je v troch smeroch: I. smer 0–5/80–85 k V až VJV (78 % meraní); II. smer



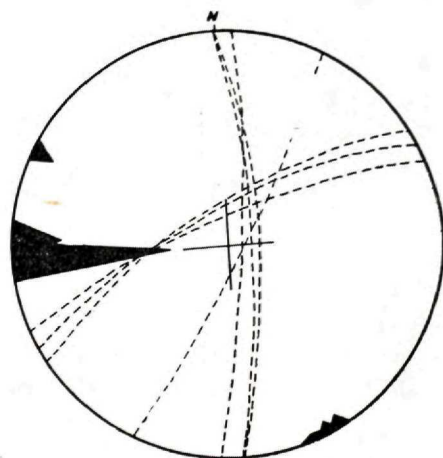
0 20 40 60 80 100 % Uk. 2.3



0 20 40 60 80 100 % Uk. 2.4

30/84 k JV (12 % meraní); III. smer 60–70/75–80 k SZ (9 % meraní). Priemerný koeficient hojnosti strihov vo východnom poli je 58.

Zhrnutím zistených výsledkov možno konštatovať, že generálnym smerom prednostnej orientácie drobnotektonických prvkov (strihov) je SV-JZ smer v rozmedzí: 20–60/70–88 so smerom zapadania na JV a SZ v pomere 1 : 3 (62 % meraní). Vedľajším smerom prednostnej orientácie je smer S-J v rozmedzí: 340–10/75–90 so smerom zapadania na JV a JZ v pomere 1 : 4 (22 % meraní). Ostatné zistené smery



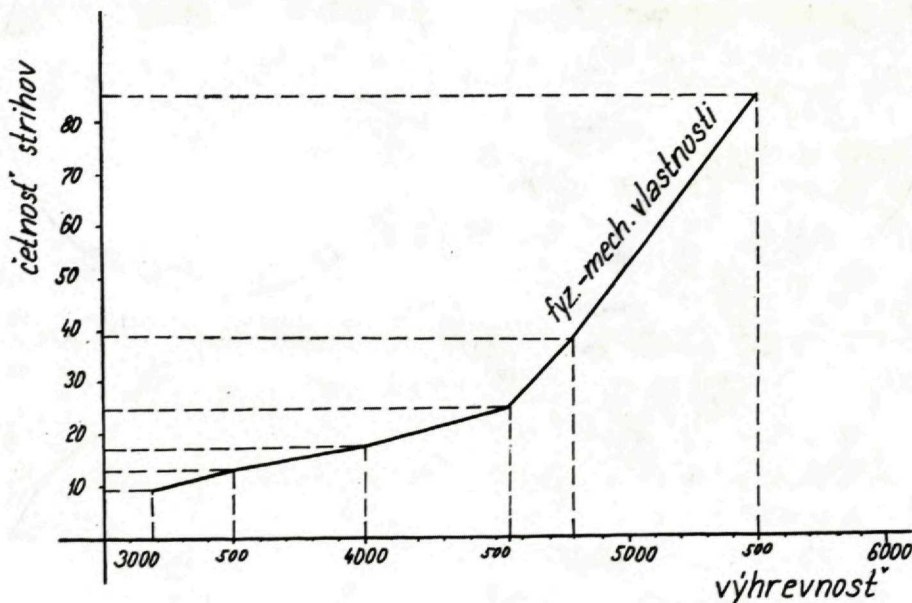
0 20 40 60 80 100 % Uk. 2.5

vystupujú sporadicky a len lokálne nadobúdajú charakter hlavného strihového systému.

Je nesporné, že dôkladná znalosť charakteru drobnej tektoniky z hľadiska banskej prevádzky, či už ide o riadenie závalu, usmerňovanie porubov alebo o orientácie stien má veľký a nateraz nedostatočne docenený význam.

*Vzťah medzi hojnosťou strihov, stupňom preuhoľnenia a fyz.-mech. vlastnosťami hornín*

Sledovanie hojnosti strihov vystupuje do popredia pri študovaní vzťahu medzi hojnosťou strihov, výhrevnosťou a fyzikálno-mechanickými vlastnosťami uhlia. Hodnoty fyz. mech. pevností použité v tabuľke sú prevzaté z práce Sluka — Hučko (1966), výhrevnosť a stupeň preuhoľnenia z práce Šimečka (1967). Graf č. 1 vyjadruje závislosť medzi hojnosťou strihov, stupňom preuhoľnenia a fyz. mech. vlastnosťami. Vyhotovený bol z priemerných hodnôt každého poľa.



Na základe výskumu drobnej tektoniky, fyz.-mechanickej pevnosti a výhrevnosti možno zovšeobecniť zákonitosti medzi jednotlivými veličinami nasledovne: so stúpajúcim stupňom preuhoľnenia klesá fyzikálno-mechanická pevnosť uhlia a stúpa početnosť strihov. Pre prax z toho vyplýva, že zmenou miesta pri postupe ťažby dochádza k lokálnym zmenám hodnôt jednotlivých parametrov. Stanovenie hodnôt fyz. mech. pevností a výhrevností je zdĺhavé a nákladné, avšak zistenie hojnosti strihov je rýchle a jednoduché. Na základe



Tab. 1.

Lokalita		koef. početnosti	fyzikálno-mechanické vlastnosti			Stupeň preuhoľnenia a výhrevnosť
			prostý tlak	pevnosť v strihu	koef. rozpojitelnosti	
Baňa Cígeľ	Stena 1205 N	9,7				hnedouhoľná hemifáza v 3.180 cal/kg
	Stena 1100 N	9,3	285 kp/cm <sup>2</sup>	72 kp/cm <sup>2</sup>	4,69	
	+ 1100 M					
	Stena 1403 N	17,7				hned. ortofáza 3970 cal/kg
priem. hodnoty		12,2				3.368 cal/kg
Severné pole HUB	Stena 11007	15	neboli stanovené			hnedouhoľná hemifáza až začiatok ortofázy
	Stena 11008	12,4				
priem. hodnota		13,7				3.500 cal/kg
Západ. pole HUB	Stena 24014	30,5				hnedouhoľná ortofáza
	Stena 14015 + 15a	12,3				
	Stena 13012	12,4				
	Príprava 13204	16,6				
	Príprava 23219	14,2				
	Príprava 23119	14,2				
priem. hodnota		17,2	262 kp/cm <sup>2</sup>	68 kp/cm <sup>2</sup>	3,39	4.000 cal/kg
Južné pole HUB	Stena 25014	12,7				hned. ortofáza 3.940 cal/kg
	Stena 25009	12,8	250 kp/cm <sup>2</sup>	38,5 kp/cm <sup>2</sup>	1,86	
	Stena 17012	25,5	189 kp/cm <sup>2</sup>	35,0 kp/cm <sup>2</sup>	1,1	hned. ortof. až zač. metafázy 4 563 cal/kg
priem. hodnota		17,0				
Východné pole HUB	Stena 28012	52,9	fyzikálno-mech. vlastnosti neboli stanovené			hnedouhoľná metafáza resp. začiatok čierneho hemifázy
	Stena preráž. 28312 b	57,8				
	Stena 28013	85,5				
	Príprava 28116	38,5				
priem. hodnota		58,7				5.000 cal/kg

početností strihov s dostatočnou presnosťou možno predpokladať zbývajúce 2 parametre, čo z praktického hľadiska možno využiť napr. k pružnému zaraďovaniu vhodne dimenzovanej výstuže v každom pracovnom úseku. Z ekonomického hľadiska nemal by byť tento faktor bezvýznamný, lebo cenové relácie medzi jednotlivými druhmi výstuže sú rozdielne a ťažba pri silne dimenzovanej výstuži je namáhavá a zdĺhavá.

Záverom možno povedať, že početnosť strihov je jedným z prvých signálov, vystihujúcich s dostatočnou presnosťou zmenu charakteru uhoľného sloja.

Lektoroval inž. F. Čech, CSc.

*Západoslovenské múzeum,  
Trnava*

#### LITERATÚRA

- [1] Ažgirej C. D., 1958: *Strukturnaja geologia*. Izdat. Moskov. univ., Moskva. — [2] Cloos H., 1936: *Einführung in die Geologie*. Berlin. — [3] Čechovič V., 1959: *Geológia trefohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy*. Geol. práce, Zoš. 53, Bratislava. — [4] Dopita M. — Pták J. — Škvor V., 1965: *Príručka drobné tektoniky uhelných panví*. Nakl. Ostravsko-karvinské doly, Ostrava. — [5] Engels B., 1959: *Drobnotektonický spôsob práce s osobitným zreteľom k jeho použitiu v nemeckom paleozoiku* (preklad, — geolog. knižnica PF UK) Stuttgart. — [6] Palas M., 1959: *Studium stříhů v ostravsko-karvinskem revíru*. Sborník věd. prací Vysoké školy banské v Ostravě V/I řada geol. č. 1. 19 Ostrava. — [7] Pták J. — Škvor V., 1959: *Drobná tektonika a její využití pro mechanizaci a bezpečnost v OKR*. Čs. věd. tech. spol. kraj. sekce pro hornictví, Praha. — [8] Slávik J., 1959: *Geologická charakteristika I. fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik*. Geol. práce, Zoš. 53, Bratislava. — [9] Slávik J. — Brodňan M., 1966: *Detriticko-vulkanická formácia Handlovsko-nováckej panvy*. Geol. práce, Správy 38, Bratislava. — [10] Slávik J. — Šinály T., 1962: *Tektonika handlovskeho ložiska*. Geol. práce, Zoš. 63, Bratislava.

RUDOLF RUDINEC

## VÝSLEDKY NOVÉHO ŠTRUKTÚRNEHO PRIESKUMU V ZÁPADNEJ ČASTI PODVIHORLATSKEJ DEPRESIE

**Abstrakt:** Príspevok sa zaoberá geologickou stavbou západnej časti Podvihorlatskej depresie na základe výsledkov štruktúrneho prieskumu, najmä však hlbokého vrtu Iňačovce-1, situovaného na iňačovskej hrádzi, ktorý prevrtal redukovaný profil neogénu a v hĺbke 1960 m zachytil paleozoické podložie (karbón?). Zatiaľ čo pliocén bol prevrtaný v úplnom stratigrafickom vývoji, v miocéne sa zistila redukcia sarmatu a lanzendorfskej série, resp. absencia tortónu. Z praktického hľadiska sú tu pozoruhodné prejavy plynu v spodnom sarmate.

V posledných rokoch sa pri naftovom prieskume získali vo východoslovenskej panve nové údaje o geologických pomeroch v západnej časti Podvihorlatskej depresie. Najzaujímavejšie výsledky priniesol hlboký štruktúrny vrt Iňačovce-1, JV od Michaloviec v priestore obci Malé Zalužice—Hažín—Čečechov—Iňačovce (obr. 1). Morfológicky tu ide väčšinou o rovinu s miernym zvlnením terénu JV od obce Hažín.

Základným stavebným prvkom je iňačovská hrádza, ktorá je zrejme pokračovaním kapušansko-michalovskej hrádze (Buday 1964, 1965) JV smerom od michalovsko-vrbnického zlomového systému. Vznik tejto hrasti je podmienený morfológicky výrazným paleozoickým chrbtom v podloží neogénu. Ohraničujú ju zlomy, a to: na SV zalužický s úklonom k SV; na JZ hažinský s úklonom k JZ (obr. 2). Vzhľadom na veľkú hrúbku pliocénnych sedimentov neumožnili plytké a stredné štruktúrne vrty (do hl. 300—600 m) bližšie poznať úložné pomery hlbších vrstiev. Geofyzikálnym prieskumom sa získali tieto informácie: v detailnej gravimetrickej mape (Bližkovský—Kocák 1961) je územie na SV obmedzené priečnou gravimetrickou depresiou, JV od Zalužíc pretiahnutou smerom k Blatným Revištiam; jej priebeh je podmienený tektonickou stavbou územia. Južne od depresie sa javí výrazný gravimetrický výbežok s maximom pri Jastrabí a Iňačovciach, ktorý je odrazom predterciérneho podložia. V geomagnetickej mape sa územie výraznejšie neprejavuje.

Geofyzikálne podklady tejto oblasti komplexne zhodnotili Kocák—Moř-

kovský (1965), ktorí v študovanom území vykresľujú iňačovskú hrádzu, kde bol situovaný hlboký vrt Iňačovce-1, pôvodne projektovaný do hl. 2800 m (v dôsledku skoršieho navrtania paleozoického podložja bol v hl. 2096 m predčasne ukončený), pričom prevrtal nasledujúci stratigrafický profil:

— 80,00 m levant	— 1160,00 m lanzendorfská séria
— 330,00 m pont	— 1810,00 m pestrý vývoj
— 530,00 m panón? } pliocén	— 1940,00 m šedý vývoj } karpat
— 670,00 m vyšší sarmat	— 2096,00 m podložie — karbón?
— 970,00 m spodný sarmat	

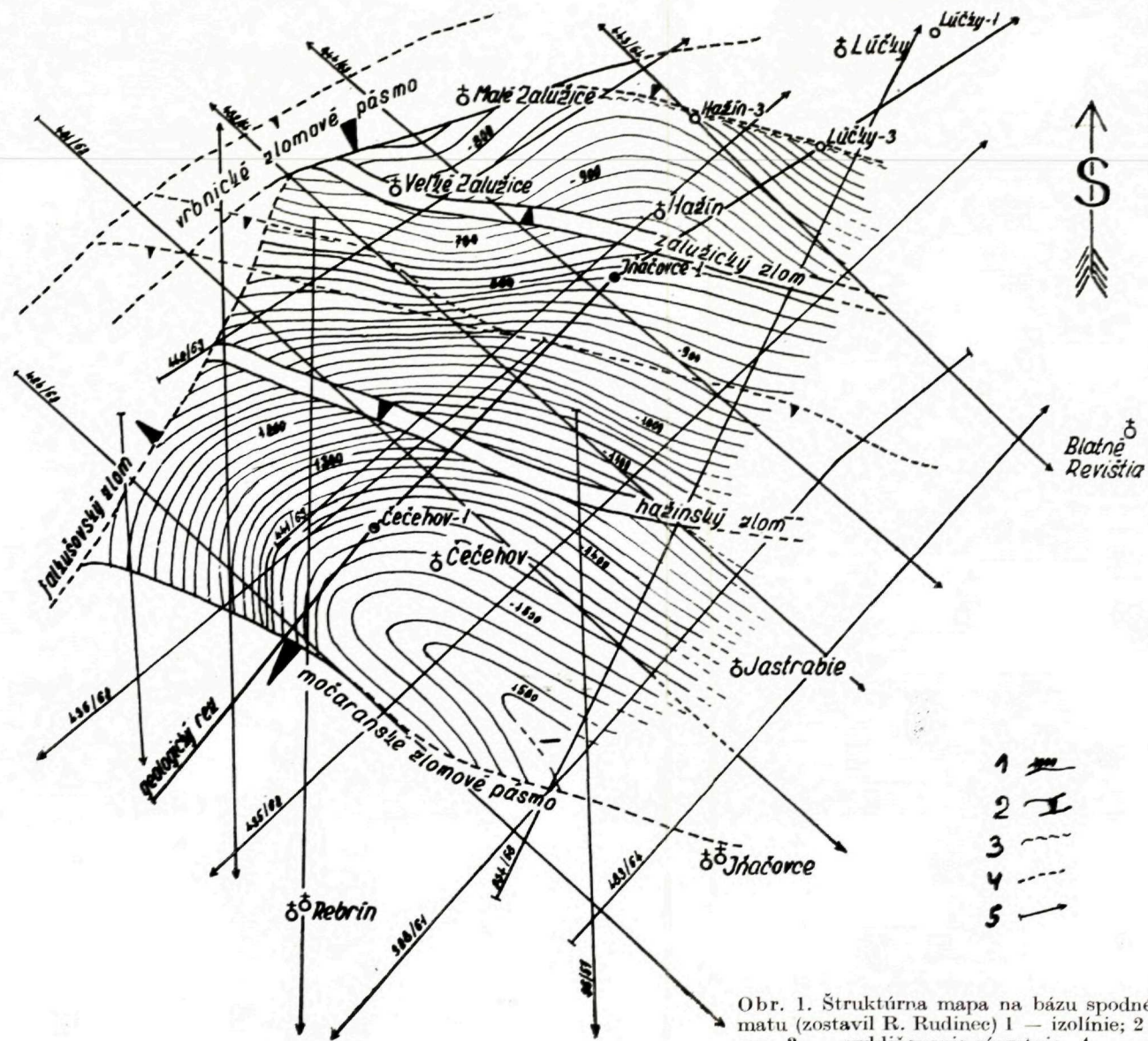
Pliocén je členený na základe podrobnej litologickej korelácie s okolitými štruktúrnymi vrtnami s priebežným jadrováním. Najväčšia mocnosť súvrstvia sa zistila západne od iňačovskej hrádzu v tzv. čečehovskej depresii (obr. 2). Litologicky súvrstvie budujú svetlo zelenošedé, žltohnedo škrvrité íly, uhlie, tufy s výraznými polohami štrkov, ktoré charakterizujú dve diskordancie vo vnútri celku a jednu na báze. Celý pliocén delíme na: levant, pont a panón?.

Levant reprezentujú prevažne pestré íly, odpovedajúce vrchnej pestrej sérii podvihorlatskej depresie, ktorú Brodňan a kol. (1959) zaraďovali bez bližšieho určenia do pliocénu. Vo vrchných polohách, hlavne v okrajových častiach, nachádzame výrazné štrky s valúnmi pyroxenických andezitov, ktoré v oblasti Michaloviec ležia diskordantne na štrkoch spodnejšieho súvrstvia — pontu (Čverčko — Ďurica — Rudinec 1963). V pestrých polohách sú aj vrstvičky uhlia a uhoľných ílov. Súvrstvie leží diskordantne na ponte.

Pont leží diskordantne na podložnom panóne (?) a zahrňuje „iňačovskú uhoľnú sériu“ (Čverčko — Kocák 1963), budovanú šedými ílmi, uhoľným ílmi s polohami a vrstvičkami lignitu. Spodnú časť súvrstvia reprezentujú pestré a vápnité íly, na báze s polohami štrkov, výraznými hlavne v okrajových oblastiach. Ich ekvivalentom v severnej časti panvy je pozdišovská štrková formácia (Janáček 1959).

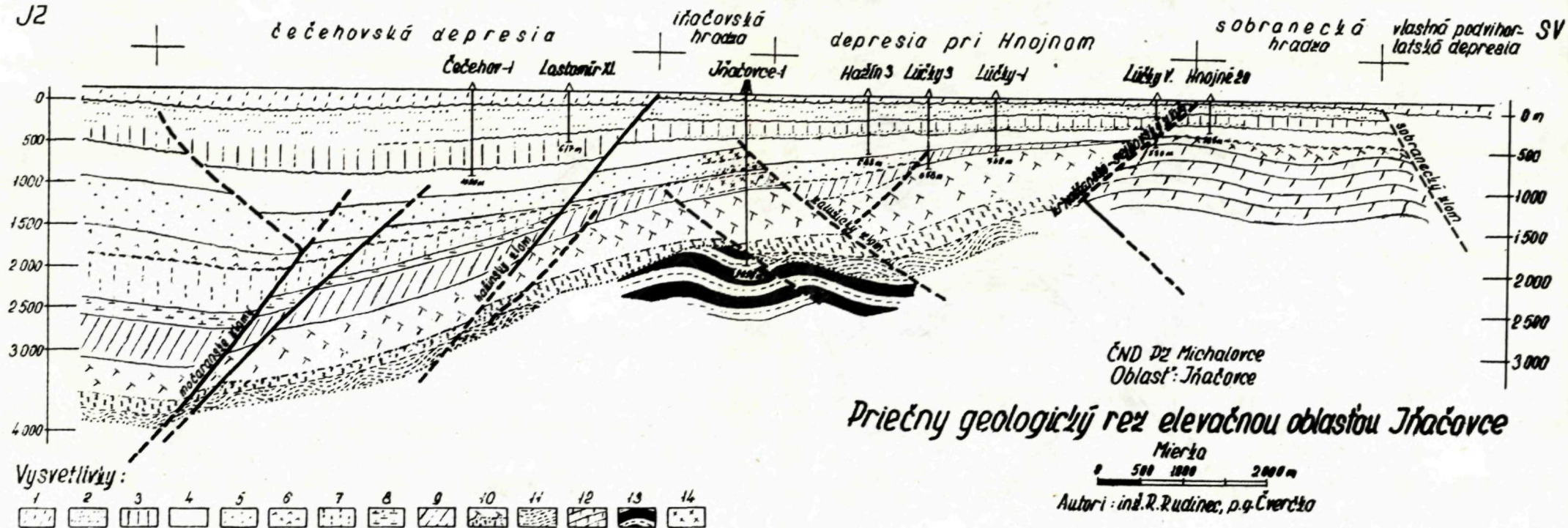
Najspodnejšie súvrstvie medzi pontom a vyšším sarmatcom zaraďujeme zatiaľ bez paleontologických dôkazov do panónu (?). Litologicky ide o svetlozelené vápnité a uhoľné íly s pomerne hojnými vrstvami uhlia. Na báze je výrazná tuftická poloha granatických ryolitov. V podvihorlatskej depresii tomuto súvrstviu odpovedá vrchná uhoľná a medziuholná tuftická séria, ktoré Brodňan a kol. (1959) dáva do vyššieho sarmatu; Čech (1959) na základe ostrakódov začleňuje vrchnú uhoľnú sériu do pliocénu.

Vyšší sarmat zastupuje zóna s *Elphidium hauerinum* a *Porosonion subgranosum*. V zmysle delenia R. Grilla (1963) tieto zóny odpovedajú strednému a vrchnému sarmatu. Podľa východoeurópskej stratigrafie hauerinová zóna patrí ešte k najvrchnejšej časti volhynu (spodný sarmat), porosonionová už bessarabu (stredný sarmat).



Obr. 1. Štruktúrna mapa na bázu spodného sarmatu (zostavil R. Rudinec) 1 - izolínie; 2 - zlomy, 3 - vyklíňovanie súvrstvie, 4 - východy zlomov na povrch, 5 - seizmické profily.

J2



Obr. 2.

1 – levant, 2 – pont, 3 – panón (1–3 pliocén) 4 – vyšší sarmat, 5 – spodný sarmat, 6 – vrchný vysladený tortón, 7 – bolivinobuliminová zóna,

8 – spiroplektaminová zóna (7–8 vrchný morský tortón), 9 – lanzendorfská séria, 10 – karpát – pestrý a šedý vývoj, 11 – centrálnokarpatský flyš, 12 – nečlenené mezozoikum, 13 – karbón, 14 – ryolitový tuf.

Vo vrte Iňačovce-1, vzhľadom na faunistickú sterilnosť tohto súvrstvia, nemôžno presnejšie určiť, o ktorú zónu ide. Väčšia časť súvrstvia je redukovaná zalužickým zlomom; najpravdepodobnejšie je tu zastúpená iba jeho najvrchnejšia časť — porosonionová zóna (obr. 2). Litologicky ide o zelenošedé uhoľné íly a lignit s hojnými piesčitými polohami. Tomuto súvrstviu odpovedá spodná uhoľná a aglomeratovo-tufitická séria Brodňana a kol. (1959), ktoré Čech (1959) zaraďuje do vrchného sarmatu — zóna *Porosonion subgranosum*. Bohatšie spoločenstvá hauerinovej zóny uvádza z oblasti Hnojného.

Spodný sarmat budujú hlavne šedé, slabo vápnnité íly s hojnými piesčitými polohami. Pri nadloží sa vo vrte Iňačovce-1 zachytila výrazná poloha kyslých tufov a tufitov. Podľa Zádrapu (1966) ide o kryštálovitrický ryolitový tuf, ktorý z granulometrického hľadiska má charakter arenitu. V základnej hmote vznikajú kryštálky plagioklasov, živcov, kremeňa a biotitu.

V spodnej sterilnej časti tohto súvrstvia vrt Iňačovce-1 navrátil výrazný bazálny konglomerát, ktorý kladieme do spodného sarmatu, i keď môže ísť aj o okrajový vývoj tortónu. Ide o polymiktný zlepenec s nasledovným zastúpením valúnov: 48,0 % pieskovce, arkózy s polopracovanými valúnmi (4–6 cm); 23,0 % svetlošedý vápenec až siltovec s puklinami vyplnenými papršlekovitým aragonitom; 4,1 % siltovec tmavošedý. Všetky valúny sú polozaoblené, čo svedčí o malej dĺžke transportu. Vápnnosť:  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  — 14,37 %,  $\text{CaCO}_3$  — 2,86 % (Zádrapa 1966).

V jadre zo strednej časti súvrstvia (hl. 805–810 m) určili Čopianova & Jiříček (1966) túto mikrofaunu zóny veľkých elfídií: *Elphidium reginum* (Orb.), *Elphidium rugosum* (Orb.), *Nonion bogdanowiczi* Voloshinova, *Aurila sarmatica* (Zalányi), *Cytheridea hungarica* Zalányi, *Lepthocythere aff. parvula* Schneider, *Loxococoncha hastata* (Rss.), *Ammonia beccarii* (Orb.).

Bazálna časť spodného sarmatu — cibicidový obzor nie je vo vrte prítomný.

Spodný sarmat leží na iňačovskej hrádzi a ďalej k východu diskordantne na lanzendorfskej sérii a vyklíňuje na poklesnutej kryhe zalužického zlomu. Ďalej k východu vyšší sarmat leží postupne diskordantne na lanzendorfskej sérii a pestrom karpate (obr. 2).

Tortón sa na iňačovskej hrádzi nezistil, hoci západnejšie na eleváciách Lastomíra a Stretavy je zastúpený mocným, takmer 1000 m súvrstviem. Zdá sa, že vyklíňuje na západných svahoch iňačovskej hrádze.

Lanzendorfská séria je zastúpená na vrte hlavne mocnými polohami bielošedých a svetlozelenavošedých tufov a tufitov, v menšej miere jemnozrnných pieskovcov s ojedinelými nevýraznými polohami šedých vápnných ílov. Petrografický rozbor jadier z tufov ukázal, že ide o ryolitový a ryodacitový tufit s vitrickou základnou hmotou. Vulkanické sklo javí lokálnu perlitickú odlučnosť a kanáliky. Kryštálickú zložku zastupuje hlavne kremeň a plagioklasy, menej biotit a K-živce. Z ťažkých minerálov je tu hlavne baryt, zirkón, pyrit, podstatne menej granát a apatit (Zádrapa 1966). Stratigraficky ide

o tufy ekvivalentné hrabovským. Aj hrúbka tohto súvrstvia je oproti severnej a JZ časti panvy podstatne redukovaná. Faunisticky je súvrstvie sterilné; na západných svahoch sobraneckej hrádze vyклиňuje a pokračuje pravdepodobne až na jej východných svahoch.

Karpat bol na vrte Iňačovce-1 zachytený o pomerne veľkej hrúbke v pestrom a šedom vývoji. Vrchnú, podstatne hrubšiu časť litologicky predstavujú svetlozelenošedé, fialovohnedo škvrnité ílovce až vápnité siltovce s vápnitým a anhydritovým pojivom, ktoré sa vyskytuje v celom súvrství (Zádrapa 1966). Intenzita sfarbenia sa v súvrství mení: k úplnému odfarbeniu došlo hlavne v intervale 1600—1700 m.

Spodnú časť karpátu, menej mocnú, budujú šedé, slabo vápnité íly až ílovce so sporadickými preplástkami jemnozrnných spevnených vápenatých pieskovcov. Anhydrit a sadrovec je v tomto súvrství podstatne menej zastúpený.

Stratigrafická príslušnosť komplexu bola určená podľa superpozície a charakteristického litologicko-petrografického vývoja. Analogické pomery sa zistili aj na vrte Pozdišovce-1 SZ od Michaloviec. Faunisticky je súvrstvie karpátu pomerne chudobné. Vo vrchnej a strednej časti sa zistila (Čopianová—Jiříček 1966) táto fauna: *Globigerinoides trilobus* (Rss.), *Florilus boueanus* (Orbigny), *Pullenia bulloides* (Orb.), *Stilostomella* sp., *Bulimina buchiana* Orb., *Robulus inornatus* (Orb.), *Cibicides ungerianus ornatus* (Cushman), *Sphaeroidina austriaca* (Orb.), *Uvigerina* sp. Charakter fauny ukazuje, že ide poväčšine o pelagické globigeriny, menej bentózne formy, kde sa miešajú prvky plytkého sublitorálu až neritika. Veľký obsah sadrovca v hornine naznačuje na hypersalinné lagunárne prostredie, kde fauna bola preplavená z voľného mora. Súvrstvie karpátu leží v tejto oblasti podobne ako na iných miestach v panve, diskordantne na paleozoickom, väčšinou metamorfovanom podloží. Vrt Iňačovce-1 prešiel do predterciérneho podložia pravdepodobne zlomom.

Z podložia bolo celkom odvrtné 156 m. Petrograficky ide o slabo metamorfované bridlice — fylity (Zádrapa 1966). V najvrchnejšej časti (hl. 1946 až 1951 m) sa zistil preplástok svetlošedého, jemnozrnného kryštalického vápenca s obsahom detritickej prímеси kremenných zrníek s modrošedými fylitizovanými polohami, tvorenými chloritom a grafitom. Chlorit je dlhovláknitý, grafit nepravidelne rozptýlený.

Ostatnú časť podložia tvoria šedé až svetlozelené sericitické a chloritické bridlice s polohami tmavých grafitických bridlic s hojnými závalkami a šošovkami kremeňa a kryštalického vápenca. Grafiticko-sericitické bridlice majú typickú paralelnú textúru, ktorá je daná striedaním polôh granoblastických a lepidoblastických. Ako ukazujú jadrá, podložie je len mierne zvrásnené. Vychádzajúc z petrografického charakteru týchto hornín a z analógie na vrte Pozdišovce-1, stratigraficky podložie odpovedá asi karbónu.



## Tektonické pomery

Veľká hrúbka pliocénnych sedimentov a naprostý nedostatok odkryvov veľmi sťažovali štúdium tektonickej stavby územia. V posledných rokoch zásluhou vrtných prác získali sa nové výsledky, ktoré umožňujú bližšie interpretovať geologické pomery územia. Celú oblasť rozdeľujú sústavy zlomov poklesového charakteru na rad samostatných čiastkových krýh. Hlavné zlomy predstavujú staré poruchy, založené už v predneogénnom podloží; v neogéne sa pohyby po nich oživovali.

Podľa funkcie môžeme zlomy rozdeliť do dvoch skupín: (a) zlomy, ktoré sa prejavujú od najstarších súvrství neogénu až po povrch (napr. hažinský a krivoštiansko-sejkovský zlom), (b) zlomy, ktorých existencia nebola v pliocéne prekázaná a najpravdepodobnejšie zanikajú vo vyššom sarmate (napr. močarské zlomové pásmo, zalužický zlom a pod.).

Podľa dnešných výskumov môžeme v SZ časti Podvihorlatskej oblasti vyčleniť niekoľko tektonických celkov (od západu k východu): čečechovská depresia, iňačovská hrašť, depresia pri Hnojnom, sobranecká hrádza a vlastná podvihorlatská depresia (choňkovská; obr. 2).

Existencia iňačovskej hrádzce, interpretovaná iba zo seizmických materiálov (Kocák — Mořkovský 1965), bola vrtom Iňačovce-1 prekázaná. Ide vlastne o pokračovanie kapušansko-michalovskej hrádzce (Buday 1964, 1965) od SZ. Jej ďalší priebeh smerom k JV môžeme sledovať až do Zakarpatskej oblasti. V profile vrtov pri Užhorode (SZ-JV) A. A. Matvejeva a E. J. Čiza (in Đurica — Kocák 1966) predpokladajú hrádzu, na ktorej vrt Užhorod-2 zachytil (v hl. cca 800 m) pod spodným sarmatom slabo metamorfované paleozoické bridlice. Na jej SV svahoch vrt Užhorod-1 zastihol paleogén a mezozoikum.

Aj keď mladšie „obalové“ súvrstvia — paleogén a mezozoikum neboli na iňačovskej hrádzi vrtom Iňačovce-1 zachytené, ich existenciu v tejto oblasti nevyklúčujeme (obr. 2). Mezozoické vápence sa zistili vrtom Lúčky-V na sobraneckej hrádzi (ďalej k SV). Počas sedimentácie centrálnokarpatského flyša staré paleozoické elevácie (Iňačovce, Pozdišovce, Ptrukša) vystupovali asi nad hladinu ako ostrovy, takže flyš sa zrejme zachoval iba na svahoch.

Veľká hrúbka sedimentov karpatu a ich prevažne pelitický vývoj svedčia o intenzívnej a kludnej subsidencii od okraja. Redukovaná mocnosť lanzendorfskej série nasvedčuje, že už počas jej sedimentácie dochádzalo k postupnému vynáraníu iňačovskej hrádzce nad hladinu. Mohutný komplex vrchnotortónskych vrstiev, ako ich poznáme z ostatnej časti panvy, na iňačovskej hrádzi nenachádzame. Zdá sa, že sa tu neukladali, príp. iba v minimálnej hrúbke a neskôr boli oddenudované. Na západných svahoch hrádzce asi vyклиňujú.

Oblasť iňačovskej hrádzce bola opätovne zaplavená vo vrhnej časti spod-

Perforácia		Katióny mg/l						
od	do	Odparok mg/l	TvrdosťN	Na	K	Ca	Mg	Fe
911,00	– 903,00	31591	34,7	11929,5	15,6	152,00	58,3	0,0
900,50	– 894,00	45395,8	39,7	17304,6	23,4	173,2	68,1	0,0
890,50	– 886,50	43075,3	35,6	16384,9	29,5	139,5	70,2	stopy
741,00	– 729,00	51072,2	20,16	19690,0	19,6	65,3	48,2	–
690,00	– 681,00	47222,4	24,6	18642,6	25,3	78,2	59,3	0,0

ného sarmatu; zóna veľkých elfidií tu leží diskordantne na lanzendorfskej sérii – bazálnym konglomerátom. K ďalšiemu rozšíreniu záplavy smerom k SV do podvihorlatskej oblasti došlo vo vyššom sarmate. Potom došlo v tejto oblasti k prerušeniu sedimentácie – denudácii a opätovnej záplave až v pliocéne; siahala až k okrajovým oblastiam Vihorlatu.

V sedimentoch pliocénu, predovšetkým v okrajových oblastiach, pozorujeme výraznú diskordanciu medzi stratigrafickými stupňami panónu (?), pontu a levantu. Už od sarmatu do levantu je územie ovplyvňované vulkanickou činnosťou, opakovanými výlevmi andezitov Vihorlatu a Popričného.

### Záver

1. Výsledky o geologickej stavbe územia:

(a) Gravimetrická elevácia pri Iňačovciach je podmienená paleozoickým podložím (karbón?), ktoré sa tu nachádza v hl. cca 2000 m;

(b) absencia mezozoických a paleogénnych sedimentov na iňačovskej hrádzi;

(c) rozdielne úložné pomery medzi pliocénom a miocénom, značná redukcia súvrstvia spodného sarmatu a lanzendorfskej série;

(d) neprítomnosť totónskych súvrství na iňačovskej hrádzi, ktoré vyклиňujú na jej západných svahoch;

(e) diskordantné uloženie sarmatu na lanzendorfskej sérii a to zónou veľkých elphidií pri absencii cibicidového obzoru. Je to ďalší dôkaz o postupnej transgresii sarmatu od strediu k okraju panvy;

(f) zistený šedý vývoj karpátu, evaporitu I. a II. fázy v súvrství karpátu;

(g) objasnenie štruktúry, charakterizovanej poklesovými dislokáciami;

V O D

Anióny mg/l							Charakteristika vody
chloridy	bromidy	jodidy	sírany	bikarbonaty	CO <sub>2</sub> -voľný	Odplyn Nm/l	
18079,5	30,4	12,5	136,6	1122,4	133,2	36,2	Silne mineralizovaná, alkalicko-slaná, kalcium-magnézium-bikarbonatového typu
26374,8	37,2	16,2	127,9	1232,2	134,4	—	Silne mineralizovaná, alkalicko-slaná, kalcium-nátrium-bikarbonatového typu
24815,0	45,2	16,1	142,2	1327,5	124,3	27,3	Silne mineralizovaná, alkalicko-slaná, kalcium-magnézium-nátrium bikarbonatového typu
29778,0	18,3	3,2	102,3	1321,2	44,8	—	Sofanka natrium-bikarbonatového typu-samotok v int. s kulmináciou 180 l/min.
28360,0	26,2	4,2	111,3	1082,1	67,2	29,3	Silne mineralizovaná, alkalicko-slaná, magnézium-kalcium bikarbonatového typu, slabý samotok 5 l/min.

(h) z hľadiska naftovej preospekcie negatívnym zjavom v súvrství karpátu je absencia výraznejších piesčitých obzorov. V dôsledku vyklíňovania vrchno-tortónskych súvrství na západných svahoch iňačovskej hrádze mohli vzniknúť pomerne výrazné litofaciálne pasce, vhodné pre akumuláciu živíc a práve týmto pomerom z naftovogeologického aspektu sa pripisuje veľký význam. Hoci zo skúmaných obzorov neboli dosiahnuté zatiaľ výraznejšie výsledky (tab.1) cenné sú zistenia plynu z priepustných obzorov spodného sarmatu.

Lektoroval dr. J. Janáček, CSc.

*Slovenské naftové bane,  
prieskumný závod,  
Michalovce*

#### LITERATÚRA

[1] Bližkovský M. — Kocák A., 1961: Detailný gravimetrický prieskum v severnej časti Potiskej nížiny. Rukopis; Správa ČND — Geofyzika Brno. — [2] Brodňan M. — Dobrá E. — Polášek S. — Prokšová D. — Račický M. — Slávik J. — Sykorová V., 1959: Geológia podvihorlatskej uhoľnej panvy, oblasť Hnojné. Geologické práce. Zošit 52, Bratislava. — [3] Buday T. & kol., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXII, M-34-XXVIII Zborov—Košice. ÚÚG, redakcia Bratislava. — [4] Cicha I. — Buday P. — Seneš J., 1965: Miozän der Westkarpaten. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava. — [5] Čech F., 1959: Geologická stavba západnej časti Podvihorlatskej uhoľnej panvy (oblasť Hnojné). Rukopis; Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty UK, Bratislava. — [6] Čopianová K., 1966: Paleontologické rozbery jadier z vrtnu Iňačovce-1. Rukopis; Archív ČND, Michalovce. — [7] Čverčko J. — Ďurica D. — Rudinec R., 1963: Niekoľko poznámok k veku vrhnej uhoľnej série v Podvihorlatskej uhoľnej panve. Geologické práce, Správy 30, Bratislava. — [8] Ďurica D. — Kocák A., 1965: Správa zo služobnej cesty do ZSSSR (Zakarpatská Ukrajina)

Rukopis; Geofond, Bratislava. — [9] Janáček J., 1958: K otázce stáří a vzniku pozdišovské štrkové formácie na východním Slovensku. Geol. práce, Správy 15, Bratislava. — [10] Janáček J., 1961: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 list Michalovce (M-34-115-D). Sedimentárny neogén. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [11] Jiříček J., 1966: Paleontologické rozbory jadier z vrtu Iňačovce-1. Rukopis; Archív ČND, Hodonín. — [12] Kocák A. — Mořkovský M., 1965: Návrh na lokalizáciu pionierskeho vrtu Iňačovce-1. Správa ČND — ÚÚG Brno. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [13] Kocák A. — Mořkovský M., 1965: Zhodnotenie geofyzikálnych a geologických podkladov zo SV časti Potiskej nížiny a návrh na prieskum živíc. Správa ČND — ÚÚG Brno. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [14] Man O., 1960: Závěrečná správa o geomagnetickom prieskume vo VSN. Správa Geofyziky Brno. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [15] Michalíček M., 1965: Geochémia hlbinných vôd a sedimentov Trebišovskej panvy. Správa ÚÚG Brno. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [16] Svoboda L., 1959: Povrchový geochemický prieskum neogénu na východnom Slovensku. Správa ČND. Rukopis; Geofond, Bratislava. — [17] Zádrapa M., 1966: Sedimentárne petrografický rozbor jadier z vrtu Iňačovce-1. Rukopis; Archív ČND Hodonín.

RUDOLF RUDINEC

#### NEUE ERGEBNISSE DER STRUKTURBOHRUNGEN IM WESTLICHEN TEIL DER SUB—VIHORLAT—DEPRESSION

Im vorliegenden Beitrag wird der geologische Bau der dem Vihorlat—Gebirge anliegenden Depression übermittleit wie er sich nach letzten Strukturbohrungen, besonders Bohrung Iňačovce-1 zeigt, in der das reduzierte Schichtenpaket des Neogens erschlossen und in Teufe 1960 m die paleozoischen Liegendschichten (Karbon?) angetroffen wurden. Während das Pliozän in einer kompletten stratigraphischen Entwicklung vorliegt, erscheint das Sarmat und die Lanzendorfer Serie in einer reduzierten Mächtigkeit, während das Torton überhaupt nicht vorliegt, da seine Schichten an Westhängen des Iňačovce—Rückens auskiesen.

Während die Untergrundschichten (Karbon?) sich etwa 2000 m tief befinden, fehlen auf dem Iňačovce—Rücken sowohl mesozoische, wie auch paleogene Ablagerungen. Die Sarmat—Schichten lagern (ihre Grosseiphidien-Zone, der Cibicides—Horizont fehlt) diskordant auf der Lanzendorfer Serie. Dies ist als ein weiterer Beweis der schrittweisen Transgression des sarmatischen Meeres vom Beckenzentrum dem Beckenrand zu Karpatien (Helvet. s. s.) ist durch eine graue Fazies vertreten.

Der allgemeine Strukturbau ist meistens durch Dislokationen, vorwiegend Absinkungen charakterisiert.

Bezüglich der möglichen Erdölvorkommen erscheint als ein negativer Faktor die Abwesenheit mächtigerer Sandhorizonte im Karpatien. Infolge der Auskeilung der obertortonischen Schichten auf den Westhängen des Iňačovce—Horstes, konnten sich da geeignete lithofazielle Abfangsgebiete für die Bitumenakkumulation bilden. Obwohl bisher keine positiveren Ergebnisse in dieser Hinsicht erzielt wurden, wertvoll sind die Gasvorräte in den Schichten des Untersarmats.

*Slowakische Erdölwerke  
Michalovce*

BART. J. VLASATÝ

## MATEMATICKÝ BILANČNÝ A ŠTRUKTÚRNY MODEL HYDROGEOLOGICKÝ

(Pokus aplikácie medziodvetvovej matematickej analýzy v hydrogeológii)

### Úvodná poznámka

Geológia patrí medzi vedné odbory s bohatou tradíciou. Súvisí to nielen s predmetom jej bádania — výskumom povahy, skladby, vzniku a formovania zemskej kôry, vytvárajúcej existenčné prostredie človeka —, ale aj s jej praktickým poslaním — vyhľadávať surovinovú bázu pre najvšestrannejšiu výrobnú a hospodársku činnosť človeka. Táto dlhoročná tradícia kontrastuje sčasti s určitým zaostávaním aplikácie moderných matematických metód v geológii v porovnaní s inými vednými odbormi. Z tohto hľadiska ako keby geológia zotrvala pri svojich dlhodobe overených „klasických“ už metódach výskumných, ako sú geochémia, paleontológia, mineralógia, petrografia a pod. Väčšina týchto metód umožňuje totiž získať dostatočný počet kvalitatívnych odlišovacích kritérií pre riešenie a objasnenie základných geologických problémov, súvisiacich s geologickým vývojom zeme.

S postupným prehĺbovaním nášho poznávania však vyvstávajú nové problémy, ktorých riešenie sa opiera súčasne aj o kvantitatívne ukazovatele. Tak napr. vymedzenie biostratigrafických zón opiera sa o kvantitatívne zastúpenie jednotlivých charakteristických fosílnych organizmov (ako ukazovateľov kvalitatívnych zmien). Kvantitatívne zisťovanie jednotlivých sledovaných ukazovateľov predstavuje základ pre použitie matematiky v geológii — tzv. štatistické dáta a súbory, ktoré sa v ďalšom štádiu zhodnocujú a spracovávajú podľa zásad matematickej štatistiky. K tomuto druhému štádiu sa prikračuje v geológii až v posledných rokoch. Spadá sem zisťovanie štatistického rozdelenia, výpočtu mediánu, módu, rozptylu, odchýlky, korelačných koeficientov a pod. Využívanie matematicko-štatistických výpočtov (a vôbec matematických metód akéhokoľvek druhu) bude závisieť od toho, nakoľko (v akom rozsahu) budú geologickí pracovníci schopní svoje geologické podklady vyjadrovať podľa kvantitatívnych ukazovateľov (tj. numericky), resp. do akej miery budú vedieť nahrádzať doteraz používané subjektívne, abstraktné

kvantitatívne pojmy ako sú: málo, veľa, často, zriedkavo, prevažne, ojedinele, hojne a pod. exaktnými číselnými vyjadreniami.

Využívanie matematických metód nateraz v geológii naráža ešte na niektoré ťažkosti, vyplývajúce z povahy predmetu jej bádania. Kým totiž vo väčšine prírodovedných odvetví predmetom bádania sú javy prebiehajúce aj v súčasnosti, resp. javy, ktoré človek môže vyvolať, resp. regulovať a ovplyvňovať, procesy, ktoré formovali zemskú kôru, prebiehali v dávnej minulosti, sú teda „mŕtve“, a tým je aj ich skúmanie, resp. meranie (tj. kvantitatívne vyjadrenie) značne sťažené, často nateraz absolútne nemožné.

Medzi javy, ktoré v oblasti geologických bádání prebiehajú aj recentne, patrí cirkulácia vody a s ňou súvisiace hydrogeologické procesy. Preto z tejto oblasti sú už odo dávna k dispozícii mnohé kvantitatívne merania zrážok, výdatností prameňov, výverov a pod. To ma viedlo k tomu, aby som sa práve v tejto oblasti pokúsil o aplikáciu matematických metód, opierajúcu sa o medziodvetvovú analýzu. Výsledkom tohto teoretického pokusu je náčrt modelu intraregionálnej matematickej bilancie podzemných vôd, resp. štruktúrneho modelu na základe vymedzenia viac-menej štacionárnych hydrogeologických cyklov. Rozsah praktického použitia tohto matematického modelu bude závisieť od ďalšieho spresňovania (i numerického) hydrogeologických dát, napr. od vymedzenia infiltračných oblastí, určenia množstva povrchových odtokov, výparu, rýchlosti, infiltrácie vodných zrážok a pod.

### Náčrt matematického intraregionálneho hydrogeologického modelu

Jedinou „fabrikou“ konzumnej vody sú vodné zrážky — dažde. Dažďová voda sa však nehodí na priamu spotrebu jednak pre svoje chemické zloženie a jednak preto, že pri styku s povrchom zeme sa znečisťuje. Naviac jej zhromažďovanie, či zachytávanie by bolo samo osebe veľkým problémom, rovnako ako nerovnomerné rozloženie zrážok. Záchytnú funkciu vodných zrážok vykonáva zemská kôra. Ale nie všetka zrážková voda sa dostáva do podzemného obehu, značná časť vôd odteká po povrchu, buď nevyužitá, alebo len sčasti využitá, vo forme povrchových odtokov, jarkov, potokov a riek. Časť vôd sa vyparuje a zbytok vsiakava do zemskej kôry, aby naraziac na nepriepustnú bariéru, pod vplyvom fyzikálnych — hydrostatických zákonov opätovne, v regenerovanej „konzumnej“ podobe vytekala vo forme prirodzených či umelých výverov o kolísavej výdatnosti v závislosti od ďalších činiteľov.

Podiel vôd, ktoré sa z úhrnu vodných zrážok, infiltrujú do zemskej kôry, nezávisí iba od množstva vodných zrážok, ale aj od ich rozloženia a ďalších činiteľov, ktoré z hľadiska premenlivosti, či konštantnosti môžeme rozdeliť do dvoch hlavných skupín.

Prvú skupinu predstavujú činitele, ktoré počas relatívne dlhšej doby ostávajú konštantné, nemenné. Vzhľadom na ich povahu by sme ich mohli označiť ako činitele geologické. Patria sem:

(aa) geologické zloženie zemskej kôry, jej hydrogeologické vlastnosti — pórovitosť, či kompaktnosť, alebo tektonické porušenie (praskliny, pukliny, zlomové línie, rozhrania medzi rozličnými horninovými komplexami) a pod.;

(ab) geomorfologické stvárnenie povrchu zeme a s tým súvisiace spádové pomery (rovinatnosť, zvlhnenie, strmé svahy), pokryvné pomery na povrchu (skalný povrch, porušený skalný povrch, porast, hlinitý povrch a pod.);

(ac) rozsah infiltračného územia, tj. tej oblasti z ktorej sa vodné zrážky zbiehajú podpoверхovou cirkuláciou do jedného pramenného celku, jednej hydrogeologickej jednotky;

(ad) infiltračné cesty vodných zrážok, ako aj cesty výstupu vôd.

Druhú skupinu predstavujú činitele viac-menej variabilné, dynamické, meniace sa v pomerne kratších časových intervaloch. Sem patrí najmä:

(ba) vodné zrážky, ich výdatnosť, časové rozloženie a charakter (prietrž mračien, búrky a lejáky, slabý dážď; krátke nárazové zrážky, dlhšie daždivé počasie);

(bb) klimatické pomery, teplota vzduchu, snežné dni, zamračené (oblačné) obdobia a pod.

Niektoré činitele môžu byť konštantné i premenlivé, ako napr. vegetačná pokrývka sa môže zásahom človeka meniť, rovnako ako odtokové pomery (regulácia tokov, melioračné práce, priehradý ap.).

Takéto rozlišovanie činiteľov, ovplyvňujúcich spôsob rozdelenia („použitia“) vodných zrážok, je dôležité nielen z hľadiska hydrogeologického, či hydrologického, ale aj pre naše ďalšie úvahy matematické. Jednou z podmienok uplatnenia matematickej štruktúrnej analýzy je totiž jednak *periodicita javov*, a jednak možnosť *rozložiť dynamické činitele na viac-menej stabilné (štacionárne)*.

S takýmito činiteľmi vlastne počítala hydrogeológia aj doteraz, napr. pri výpočte rozmanitých koeficientov (napr. pórovitosti, priepustnosti a sytenosti hornín). Pretože ich výpočtom a analýzou sa podrobne zaoberá u nás najmä akademik O. Dub vo svojej práci *Hydrologia, hydrometrika, hydrografia* (1957), ktorý uverejňuje aj niektoré základné štatistické výpočty používané v hydrogeológii, nebudem sa nimi zaoberať. Pre moje ďalšie úvahy azda bude vhodné poukázať na to, že aj infiltrované množstvá vôd z hornín toho istého typu môžu byť v rozličných podmienkach odlišné. Infiltrované množstvo vôd nezávisí totiž len od fyzikálnych vlastností hornín, ale aj od spôsobu ich uloženia, ich morfológického stvárnenia (rovina, mierny svah, príkry svah a pod.) a od spôsobu rozloženia zrážok (tj. aké množstvo zrážok napadá na horninu v určitej časovej jednotke; teda infiltrované množstvo z celkových zrážok bude iné pri daždoch dlho trvajúcich, a iné pri daždoch búrkového rázu, za prietrže mračien a pod., lebo za rovnakú t-jednotku časovú spadne rozličné množstvo vôd).

Preto pri vymedzení hydrogeologických jednotiek by sa malo prihliadať aj k tomu, aby aj tieto podmienky boli viac-menej totožné. Pri svojich úvahách za takúto jednotku považujem „produkčnú oblasť vodných zrážok“ s vlastným infiltračným a odtokovým režimom.

### Intraregionálna bilancia brutto a netto

Pri skúmaní vodnej bilancie jednotlivých celkov stretávame sa hlavne s týmito veličinami: (a) vodné zrážky danej oblasti, (b) prítok vôd zo susedných oblastí, (c) odtoky vôd do oblastí susedných, (d) výpar vôd a napokon ako výsledok (e) vodný fond danej oblasti. Prítok vôd môže byť rozmanitý —

povrchovými tokmi, kanálmi, skrytý prítok z vodných tokov i z podzemných zdrojov inej oblasti. Aj odtoky môžeme rozlišovať na povrchové (riečne, kanálmi) a skryté (podzemné) do riek, alebo do fondov podzemných vôd susedných oblastí. Vo forme bilančnej rovnice by sa tieto veličiny dali vyjadriť pre jednotlivé oblasti takto:

$$Z + (P_p + P_k + P_{sp} + P_{pz}) - (O_p + O_{op} + O_{sp} + O_{pz}) - E + R = B \quad (1)$$

- v ktorej  $Z$  — sú vodnej zrážky danej oblasti,  
 $P_p$  — povrchové prítoky potokmi a riekami,  
 $P_k$  — povrchové prítoky kanálmi a inými cestami,  
 $P_{sp}$  — skryté prítoky z vodných tokov  
 $P_{pz}$  — skryté prítoky z ostatných zdrojov,  
 $O_p$  — odtoky vo forme povrchových potokov a riek,  
 $O_{op}$  — povrchové odtoky inými cestami (kanálmi a pod.)  
 $O_{sp}$  — skryté odtoky do riek a potokov,  
 $O_{pz}$  — odtoky skryté do ostatných podzemných zdrojov  
 $E$  — vyparené množstvo vôd; tie by sa dali rozlíšiť na množstvá vyparené z vlastných vodných zdrojov oblasti a množstvá vyparené z prítokových vôd,  
 $R$  — stabilná (minimálna) zásoba vôd  
 $B$  — celková vodná bilancia oblasti.

Predpokladajme teraz, že  $Z_1$  sú zrážky prvej oblasti,  $Z_2$  zrážky oblasti druhej,  $Z_3$  zrážky oblasti tretej až  $Z_n$  — zrážky oblasti n-tej a rovnakými indexami označme aj ostatné veličiny hore uvedenej rovnice. Potom sústava takto zostavených rovníc, a to

$$\begin{aligned} Z_1 + P_{p1} + P_{k1} + P_{sp1} + P_{pz1} - (O_{p1} + O_{op1} + O_{sp1} + O_{pz1}) - E_1 + R_1 &= B_1 \\ Z_2 + P_{p2} + P_{k2} + P_{sp2} + P_{pz2} - (O_{p2} + O_{op2} + O_{sp2} + O_{pz2}) - E_2 + R_2 &= B_2 \\ Z_3 + P_{p3} + P_{k3} + P_{sp3} + P_{pz3} - (O_{p3} + O_{op3} + O_{sp3} + O_{pz3}) - E_3 + R_3 &= B_3 \\ Z_4 + P_{p4} + P_{k4} + P_{sp4} + P_{pz4} - (O_{p4} + O_{op4} + O_{sp4} + O_{pz4}) - E_4 + R_4 &= B_4 \\ Z_5 + P_{p5} + P_{k5} + P_{sp5} + P_{pz5} - (O_{p5} + O_{op5} + O_{sp5} + O_{pz5}) - E_5 + R_5 &= B_5 \\ \dots & \dots \\ \dots & \dots \\ Z_n + P_{pn} + P_{kn} + P_{spn} + P_{pzn} - (O_{pn} + O_{opn} + O_{spn} + O_{pzn}) - E_n + R_n &= B_n \end{aligned}$$


---


$$\Sigma Z + \Sigma P_p + \Sigma P_k + \Sigma P_{sp} + \Sigma P_{pz} - (\Sigma O_p + \Sigma O_{op} + \Sigma O_{sp} + \Sigma O_{pz}) - \Sigma E + \Sigma R = \Sigma B$$



dáva vo svojom súčte intraregionálnu hydrologickú bilanciu  $\Sigma B$ . Vertikálny súčet (podľa stĺpcov) predstavuje potom sumu jednotlivých zložiek tejto bilancie, teda

$$Z_1 + Z_2 + Z_3 + Z_4 + Z_5 + \dots + Z_n = \Sigma Z \quad (2a)$$

čo predstavuje úhrn vodných zrážok zo všetkých oblastí, suma  $\Sigma P_p$  súhrn všetkých povrchových prítokov potokmi a riekami všetkých sledovaných oblastí atď.

Pri pohľade na tieto rovnice sú nám hneď zjavné tri základné skupiny činiteľov, a to (a) vlastná „produkcia“ vôd — vodné zrážky, (b) prírastky vôd vo forme prítokov a (c) úbytky vôd vo forme odtokov a výparu. Už z tohto vidno, že príslušné rovnice bilancie môžu mať v podstate ľubovoľný počet členov, a to podľa toho, ktoré zložky (ako detailne) chceme sledovať, resp. vzhľadom na naše možnosti sme vôbec schopní kvantitatívne vyčísliť. Často postačí uviesť tieto veličiny v globále, a to podľa predošlej vety. Potom jednotlivé rovnice nadobudnú celkom jednoduchú podobu, a to:

$$Z + P - \dot{U} + R = B, \quad (3)$$

kde  $Z$  — sú vodné zrážky danej oblasti;

$P$  — prítoky do danej oblasti z iných oblastí, a to tak prítoky povrchové ako i skryté, všetkého druhu;

$\dot{U}$  — úbytky zahŕňujú jednak odtoky všetkého druhu skryté i povrchové a jednak výpar;

$R$  — stabilná zásoba vôd.

$$V \text{ tejto rovnici teda } \text{člen } P = P_p + P_k + P_{sp} + P_{pz} \quad (3a)$$

z rovnice (1), kým

$$\dot{U} = O_p + O_{op} + O_{sp} + O_{pz} + E \quad (3b)$$

z tej istej rovnice, a podobne.

Takto zostrojená rovnica predstavuje tzv. brutto bilanciu. U väčšiny hydrogeologických celkov však býva hlavným zdrojom vodnej bilancie dažď, kým prítoky, resp. ich efektívny prírastok býva relatívne malý, pretože väčšina pritekajúcich vôd súčasne odteká, tj. pôjde o územie prechodné (tranzitné). Potom je ale logickejšie do vodnej bilancie pre jednoduchosť dosadiť tento transfer len netto sumou, tj. rozdielom medzi úhrnným prítokom z ostatných oblastí a úhrnným odtokom týchto vôd do oblastí ďalších. Inými slovami v takomto prípade sa vyjadří komunikácia danej oblasti s ostatnými hydrogeologickými celkami len netto vzťahom:

$$Z + DP - \dot{U} + R = B \quad (4)$$

kde  $DP$  nadobúda kladné hodnoty ak prírastky z iných oblastí sú vyššie ako odtoky z týchto prírastkov, tj. časť prítokových vôd obohatí vodný fond danej

oblasti.  $\dot{U}$  v tejto rovnici potom predstavuje iba úbytky (odtoky + výpar) z vlastnej vodnej produkcie.

Rovnica sub (4) predstavuje bilanciu hydrogeologickej jednotky v netto podobe, tzv. netto bilancia.

### Štruktúrny model podzemných vôd

Za samostatný hydrogeologický celok v danom poňatí považujem takú oblasť, ktorej fondy podzemných vôd pochádzajú v prevažnej väčšine z vlastných zrážkových zdrojov. Ak by totiž v určitom území prírastky podzemných vôd zo susedných území mali byť väčšie ako vlastná infiltrácia daného územia, potom je logickejšie pripojiť toto územie k tej hydrogeologickej jednotke, na ktorej je týmito prítokmi najviac závislé.

Pri takomto poňatí jednotky môžeme potom pri ďalších úvahách vychádzať z predpokladu, že hydrogeologická jednotka predstavuje v podstate *samostatnú (sebestačnú) nezávislú jednotku* — produkčnú oblasť, v ktorej ako hlavné činitele vystupujú: (a) vodné zrážky, (b) úbytky vo forme odtokov povrchových a skrytých a (c) vody, predstavujúce výsledný produkt infiltrácie a cirkulácie, ktoré vo forme výverov podzemných vôd predstavujú finálnu spotrebu. (Predstavme si tento proces ako výrobný proces v továrni, kde dažde — vodné zrážky sú surovinou, pohyb vôd ako výrobný proces, pri ktorom časť suroviny sa v priebehu výroby spotrebuje — úbytky vôd vo forme odtokov a výparu, a vývery podzemných vôd predstavujú výsledný produkt — výrobok.) Z hľadiska matematického je potrebné určiť charakter jednotlivých elementov. Kým vodné zrážky sú v týchto vzťahoch nezávislou premennou, úbytky sčasti podmienené hydrologickými a hydrogeologickými podmienkami, ako už o nich bola reč, a vývery podzemných vôd sú výslednou funkciou týchto veličín, tj. závislou premennou.

Už v terajšom štádiu hydrologia, resp. hydrogeológia je schopná bez väčších ťažkostí kvantitatívne zisťovať vodné zrážky; vyčíslíť možno aj vývery podzemných vôd. S prihliadnutím na túto skutočnosť i na matematické vzťahy jednotlivých činiteľov môžeme potom „produkčnú rovnicu“ (distribučnú rovnicu) napísať v jednoduchej podobe

$$Z = \dot{U} + V \quad (5)$$

kde  $Z$  — sú vodné zrážky,

$\dot{U}$  — úbytky: odtoky zdrojov vlastnej oblasti — povrchové, skryté, ako aj výpar vôd,

$V$  — vývery spodných vôd vo forme prirodzených i umelých prameňov.

V tejto produkčnej rovnici nemusíme brať do úvahy stabilné zásoby spodných vôd (norma), pretože predstavujú veličinu konštantnú.

Túto jednoduchú rovnicu môžeme pre viaceré hydrologické oblasti rozpísať do systému distribučných rovníc (podotýkam, bez prihliadnutia k medzioblastným vzťahom) v tejto podobe:

$$\begin{aligned}
 x_1 &= x_{11} + x_{12} + x_{13} + x_{14} + \dots + x_{1n} + y_1 \\
 x_2 &= x_{21} + x_{22} + x_{23} + x_{24} + \dots + x_{2n} + y_2 \\
 x_3 &= x_{31} + x_{32} + x_{33} + x_{34} + \dots + x_{3n} + y_3 \\
 x_4 &= x_{41} + x_{42} + x_{43} + x_{44} + \dots + x_{4n} + y_4 \\
 &\vdots \\
 &\vdots \\
 &\vdots \\
 x_m &= x_{m1} + x_{m2} + x_{m3} + x_{m4} + \dots + x_{mn} + y_m
 \end{aligned} \tag{6}$$

v ktorej  $x_i$  ( $i = 1, 2, 3 \dots m$ ) predstavuje zrážky ( $x$ ) oblasti  $i$ ,  
 $x_{ij}$  ( $i = 1, 2, 3 \dots m$ ;  $j = 1, 2, 3 \dots n$ ) predstavujú jednotlivé formy — typy úbytku, odtoku vôd, ako sú povrchové odtoky (spôsobené zníženou priepustnosťou hornín, morfológiou terénu), prípadné odtoky skryté, výpar vôd\* a pod., tj. produkčná spotreba činiteľa  $j$  v oblasti  $i$  zo zrážok  $x$ ;  
 $y_i$  predstavuje výtok (výver) podzemných vôd (finálna spotreba) v oblasti  $i$ .

Z rovnice (6) vidíme, že táto rovnica bude mať toľko členov, koľko rozličných činiteľov hydrogeológia, resp. hydrometria sleduje, resp. je schopná sledovať (merať). Prehľbovanie hydrometrických metód v budúcnosti umožní tento počet stále viac a viac rozširovať. Rovnica je konštruovaná tak, že do nej možno dosadiť ľubovoľný počet sledovaných činiteľov. To platí nielen pre zložky  $x_{ij}$ , ale aj pre typy skupiny výverov  $y_i$ , ktoré tiež možno rozpísať na vývery prirodzené, umelé, artézske a pod. podľa toho, či a s akou dôslednosťou sa tieto typy výverov sledujú. V tom prípade ovšem aj index veličiny  $y$  sa musí rozšíriť z  $y_i$  na  $y_{ij}$ , kde  $i$  predstavuje oblasť,  $j$  príslušný typ výveru.

Bilančné modely, ako boli podané vo forme rovníc sub 1, 2, 3, 4 a 6, umožňujú nám sumarizovať v globálnych množstvách jednotlivé bilančné elementy, t. j. vyčíslňovať efektívnu skutočnosť *retrospektívne*. Významným rysom

\* Podľa osobného oznámenia Ing. E. Kullmana činí množstvo výparu vôd značné sumy, v mnohých územiach prevyšuje vraj aj množstvo zrážok. Pre naše úvahy za výpar treba považovať len množstvá, ktoré sa vyparia od momentu spadnutia vodných zrážok po ich infiltráciu, resp. preniknutie do podzemnej cirkulácie. Výpary z pripovrchových vrstiev a povrchových odtokov sú počítané ako úbytky globálne. Nebude preto výpar v našich úvahách hrať takú významnú rolu ako pri úvahách o obehú povrchových vôd.

moderných výskumov je ich *perspektívne zameranie, prognózne výpočty a predpoklady*. Otázne je, či a nakoľko je možné a reálne vytvoriť takýto matematický prognózný model pre nami sledovaný problém. Predpokladom pre vypracovávanie takýchto prognóz dlhodobých je na základe už zistených *štatistických podkladov vysledovať tzv. konštantné činitele vývoja, ich funkčné návaznosti a z nich potom naznačiť trend vývoja budúceho*. Predložená úvaha je prvým pokusom aplikovať matematický štruktúrny model (predstavujúci obraz konštantných parametrov vývoja) v odvetví podzemného obehu vôd, resp. výveru týchto vôd.

Netreba azda zdôrazňovať, že ani sebe dokonalejší makromodel nemôže dokonale postihnúť mnohotvárnosť objektívnej reality, v našom prípade mnohotvárnosť v skladbe zemskej kôry, rozmanitosť spôsobenú činiteľmi klimatickými, morfológickými, pestrou paletou fyzikálnych vlastností hornín a pod. Navyac mnohé hydrogeologické procesy nie sú ani čo do kvality známe (odhliadnuc od ich kvantitatívneho vyjadrenia), iné zatiaľ nie sú prístupné kvantitatívnemu meraniu. Usudzuje sa na ne len zo základných logických úvah a všeobecných fyzikálnych zákonitostí. Ba, v hydrogeológii u nás chýba zatiaľ ešte ďalší činiteľ — masovejšie experimentovanie v laboratóriách (simulovanie prírodných procesov infiltrácie, obehu a výtoky vôd, spojené s meraniami).

Praktické uplatnenie, či využitie načrtnutého modelu bude závisieť od tempa prehlbovania našej hydrometrie, spresňovania a vymedzovania hydrogeologických celkov — produkčných oblastí, a tým aj absolútnych množstiev zrážok, spresňovania registrácie výverov podzemných vôd, meracej techniky, skúmania a prehlbovania poznatkov o procesoch súvisiacich s cirkuláciou podzemných vôd, o podzemných bazénoch, rýchlosti cirkulácie vody vo vnútri zemskej kôry a pod.

Ale, ako som už spomenul, jedna zo základných podmienok — konštantnosť niektorých základných hydrogeologických javov je splnená. Ba aj pokiaľ ide o tzv. nezávislé premenné — vodné zrážky, nemôžu tieto vzrastať cez všetky medze, tj. do nekonečna. Vieme z meteorologických pozorovaní, že pre určité geografické pásma sa pohybujú nielen teploty vzduchu, ale aj vodné zrážky len v určitých intervaloch. Teda dokonca aj u týchto možno považovať podmienku periodicity (a konštantnosti) sčasti za splnenú. Napokon o to sa opierajú aj meteorologické predpovede, ktoré sa v posledných rokoch vypracovávajú aj na stále dlhšie obdobia (dlhodobé predpovede počasia), a to na základe stále bohatších štatistických dát (pozorovaní), prehlbovania meracích techník a pod.

Ako každý model, aj predkladaný náčrt predstavuje len viac-menej teoretický *idealizovaný prototyp hydrologických a hydrogeologických vzťahov*, v ich vzájomnej kvalitatívnej i kvantitatívnej súvislosti. Bolo by ho možno porovnať azda k reambulovaným geologickým mapám, pri ktorých mnohé geologické útvary (často z hľadiska geologického nie nepodstatné) sa schematizujú, zjednodušujú, spájajú, iné celkom zanikajú. Takáto reambulovaná mapa odpovedá i neodpovedá skutočnosti. Odpovedá objektívnej situácii, lebo ju odzrkadľuje v jej základných rysoch a podstatných vzťahoch, a neodpovedá, lebo mnohé lokálne detaily nezachycuje. A predsa sa geologické mapy naďalej reambu-

lujú, lebo aj v takejto podobe sú schopné plniť svoju funkciu. Treba však vedieť, čo od takýchto reambulovaných, zjednodušených máp možno očakávať. A to v rovnakej, azda ešte vo väčšej miere si treba uvedomiť pri posudzovaní predkladaného náčrtu štruktúrneho modelu.

Vráťme sa teraz k rovnici (5), a to  $Z = \dot{U} + V$ , kde  $Z$  sú zrážky,  $\dot{U}$  — úbytky (odtoky a výpar) a  $V$  vývery podzemných vôd. Nahradme teraz  $Z$  symbolom  $X$ , miesto  $U$  dajme  $Ax$  (odtoky ako funkčná zložka  $X$ ) a  $V$  nahradme symbolomy. Dostaneme potom takúto rovnicu

$$X = Ax + y \quad (7)$$

Z tejto rovnice môžeme reálne poznať  $X$  (vodné zrážky) ako aj  $y$  (vývery), pričom hodnota  $y$  býva ovplyvnená práve štruktúrou úbytkových komponentov (komponentov priamej spotreby), daných nepriepustnosťou hornín, spádovými pomermi, morfológickým stvárnením povrchu, charakterom povrchu, výparnosťou a pod.

Predpokladajme, že rovnica sub (7) predstavuje maticu, ktorá vo svojom rozpise má nasledujúci tvar:

$$x_1 = a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 + a_{14}x_4 + \dots + a_{1n}x_n + y_1 \quad (7a)$$

$$x_2 = a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3 + a_{24}x_4 + \dots + a_{2n}x_n + y_2$$

$$x_3 = a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3 + a_{34}x_4 + \dots + a_{3n}x_n + y_3$$

$$x_4 = a_{41}x_1 + a_{42}x_2 + a_{43}x_3 + a_{44}x_4 + \dots + a_{4n}x_n + y_4$$

$$\dots$$

$$\dots$$

$$\dots$$

$$x_n = a_{n1}x_1 + a_{n2}x_2 + a_{n3}x_3 + a_{n4}x_4 + \dots + a_{nn}x_n + y_n$$

Vektor

$$x = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ \vdots \\ x_n \end{pmatrix} \text{ je vektor zrážok} \quad (7b)$$

vektor

$$y = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ \vdots \\ y_n \end{pmatrix} \text{ je vektor finálnych výtokov — prameňov (finálnej spotreby)} \quad (7c)$$

a napokon matica  $A$  rozpísaná

$$A = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} & \dots & a_{2n} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} & \dots & a_{3n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{n1} & a_{n2} & a_{n3} & a_{n4} & \dots & a_{nn} \end{pmatrix} \quad (7d)$$

predstavuje maticu *koefficientov produkčnej spotreby*, resp. *koefficientov úbytkov* (odtokov, výparov a pod.).

Z rovnice (7), resp. z jej rozpísanej maticovej podoby (7a) vyplývajú nasledovné vzťahy medzi jednotlivými veličinami  $a_{ij}$ ,  $x_j$  a  $x_{ij}$ :

$$a_{ij} = \frac{x_{ij}}{x_j} \quad (8)$$

tj. koeficient odtoku (úbytku  $i$  v oblasti  $j$ ) predstavuje podiel zo sumy úbytku  $i$  v oblasti  $j$  ( $x_{ij}$ ), deleného celkovými zrážkami  $x_j$  (v oblasti  $j$ ).

$$x_{ij} = a_{ij}x_j \quad (8a)$$

odtok (úbytok  $i$  v oblasti  $j$ ) predstavuje súčin koeficienta úbytku  $i$  v oblasti  $j$  ( $a_{ij}$ ) násobeného celkovými zrážkami v oblasti  $j$  ( $x_j$ ).

Pretože priame úbytky ( $x_{ij}$ ) nemôžu byť väčšie ako  $x_j$  (ako úhrn zrážok v danej oblasti  $j$ ), je zrejmé, že  $a_{ij} < 1$ , tj. sa pohybuje v intervale  $0 < a_{ij} < 1$ . Z toho vyplýva, že ak  $a_{ij} = 0$ , aj  $x_{ij} = 0$  (tj. neexistuje žiaden úbytok, celá suma zrážok infiltruje). Ak by  $a_{ij} = 1$  potom by to znamenalo, že všetka voda odteká a nedochádza k žiadnej infiltrácii, tj. potom by  $a_{ij}x_{ij} = x_j$ . Tieto vzťahy je potrebné si uvedomiť najmä pri ďalšom rozvíjaní rovnice (7).

Predpokladajme, že sú nám známe koeficienty odtokov (priamej spotreby). Potom z ľubovoľne dosadených hodnôt (prognózných, predpokladaných) vodných zrážok môžeme vypočítať finálnu spotrebu ( $y$ ), v našom prípade očakávané vývery podzemných vôd, a to nasledujúcim postupom. Z rovnice (7)

$$x = Ax + y$$

dajme pred rovnítko  $y$  a dostaneme

$$y = (x - Ax) = (I + A)x \quad (9)$$

Tento vzorec má viaceré významy. Jeden sme už spomínali. Ak sú nám známe koeficienty jednotlivých druhov úbytku (odtoky, výpar) môžeme z predpokladaného množstva zrážok ľahko vypočítať očakávané výtoky podzemných vôd.

Ďalší význam má táto rovnica pri predpokladanom možnom zásahu človeka do prírodných hydrogeologických a hydrologických pomerov. Zatiaľ človek množstvo zrážok ovplyvniť nemôže. Technickými úpravami na širo-

kých areáloch však môže zlepšiť, alebo zhoršiť podmienky infiltrácie (odstráni sa extrémne spády, odstráni sa nepriepustná pokrývka, vytvorí sa podmienky pre priaznivejšie zachytávanie vôd, pre zmenšenie výparnosti, zabezpečí sa vegetačná pokrývka, zalesnenie a iné opatrenia, ktoré ovplyvňujú kvantá zadržanej vlahy, a tým aj infiltračné podmienky v prospech, alebo neprospech obohacovania cirkulácie podzemných vôd). Takýto zásah môže byť mimovoľný, napr. sčasti súvisiaci s uskutočňovaním iných projektov, ale aj zámerný, cieľavedomý, tj. taký, ktorý sa realizuje práve na zlepšenie hydrologických, resp. hydrogeologických podmienok. A z rovnice (9) vidíme, že takéto zásahy nutne menia nielen koeficienty matice  $A$  (tj. jednotlivé členy matice —  $a_{ij}$ ), ale automaticky majú za následok aj zmenu hodnôt finálnej spotreby (závislej premennej, tj. hodnoty výverov  $y$ ). Ak poznáme dosah týchto zmien, vyjadriteľných pomocou  $a_{ij}$ , ľahko si vypočítame aj výsledný efekt. Takto bude možno podľa tohto modelu v budúcnosti operatívne predvídať dosah zásahov človeka do hydrologického, resp. hydrogeologického režimu; prirodzene to bude závisieť od toho, ako exaktne vieme stanoviť, vypočítať hodnoty koeficientov  $a_{ij}$ , resp. premietnuť (zmerať) dosah príslušných zásahov do prírody na hodnoty  $a_{ij}$ .

Kým v rovnici (8) a (9) nachádzame maticu koeficientov tzv. priamej spotreby (tj. úbytkov — odtokov, výparov), ktorá nám udáva štruktúrnú skladbu, resp. obraz o formách úbytkov v našom poňatí (tj. vody, ktoré sa nedostanú do cirkulácie podzemných vôd, ale na povrchu odtekajú, resp. sa vyparujú), resp. o ich pomernom participovaní na celkovom úbytku, môžeme zostrojiť aj štruktúru koeficientov celkovej distribúcie, tj. spôsobu rozdelenia vodných zrážok, resp. pomer participovania jednotlivých veličín na vodných zrážkach, a to opätovne odvodením z matice (7), resp. (9) zo vzťahu vyjadreného rovnicou

$$x = (I - A)^{-1} y \quad (10)$$

pričom veličina  $(I - A)^{-1}$  predstavuje vlastne inverznú maticu *koeficientov priamej spotreby*, a vyjadruje vo svojej maticovej podobe koeficienty úplnej spotreby (distribučnú maticu). Keď nahradíme túto inverznú maticu  $(I - A)^{-1}$  symbolom  $R$ , dostaneme potom rovnicu (10) opäť v jednoduchšej podobe

$$X = Ry \quad (10a)$$

ktorú rozpísaním do sústavy rovníc (sústava viacerých oblastí) upravíme do takejto podoby:

$$\begin{array}{r|l|cccccccc|l}
 x_1 & = & r_{11} & r_{12} & r_{13} & r_{14} & r_{15} & \dots & r_{1n} & y_1 \\
 x_2 & = & r_{21} & r_{22} & r_{23} & r_{24} & r_{25} & \dots & r_{2n} & y_2 \\
 x_3 & = & r_{31} & r_{32} & r_{33} & r_{34} & r_{35} & \dots & r_{3n} & y_3 \\
 x_4 & = & r_{41} & r_{42} & r_{43} & r_{44} & r_{45} & \dots & r_{4n} & y_4 \\
 \dots & & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\
 x_n & = & r_{n1} & r_{n2} & r_{n3} & r_{n4} & r_{n5} & \dots & r_{nn} & y_n
 \end{array} \tag{10b}$$

V tejto sústave sú  $x_1, x_2, \dots, x_n$  jednotlivé produkčné (hydrogeologické celky, oblasti), prvky  $r_{11}, r_{12}, \dots, r_{ij}$  predstavujú distribučné koeficienty  $i$ -tej oblasti a  $j$ -tého typu. Vo svojom celkovom obraze ilustrujú nám štruktúrnú skladbu, resp. distribúciu vodnej produkcie (vodných zrážok) jednotlivých pramenných sústav, oblastí i veľkých regionálnych celkov, vo svojom úhrne.

V predošlom sme spomínali zásahy človeka do prirodzeného režimu hydrogeologického, resp. ich možný dosah na zmenu koeficientov  $a_{ij}$ , resp. v sústave podľa rovnice (10a)  $r_{ij}$ . V ďalšom štádiu upresňovania týchto hodnôt bude možno prikróčiť aj ku kybernetickému riešeniu úlohy, a to optimalizácie, resp. minimalizácie hodnôt, v tom zmysle, že na riešenie si postavíme úlohu: aké zásahy v ktorom prvku štruktúrnych koeficientov je potrebné vykonať, aby sme dosiahli napr.  $y_{\min}$ . výdatnosť z vodných výverov  $x$ . Alebo pri akých výdatnostiach zrážok a úbytkových koeficientoch dosiahne sa maximálna výdatnosť  $y_{\max}$ .

### Skúmanie predpokladov a spôsobu využitia matematickej štruktúrnej analýzy v hydrogeológii

Už v úvodnej stati som spomenul jednu z hlavných podmienok pre uplatnenie štruktúrnej analýzy, a to možnosť rozloženia dynamických javov na javy konštantné a periodické, také u ktorých existuje určitá konštantná lineárna väzba. Pri absolútnej linearite by sa právom muselo predpokladať, že z určitého množstva vodných zrážok za  $t$ -časovú jednotku pri rovnakom množstve vodných zrážok vždy bude napr. výdatnosť prameňa  $x$  rovnaká, inými slovami že existuje konštantný parameter pre vzťahy medzi vodnými zrážkami a vývermi podzemných vôd. Keby existovala reálne takáto lineárna väzba, potom by rovnica vyjadrujúca tento lineárny vzťah bola celkom jednoduchá a dala by sa vyjadriť aj takto:

$$y = X - ax,$$



kde  $y$  sú vývery (výdatnosti) prameňov,  $x$  vodné zrážky,  $a$  konštanta (koeficient). V skutočnosti však vieme, že takáto absolútna lineárna väzba nejestvuje, ako to napokon vidno bez hlbších analýz aj z porovnania výdatností prameňa Vajár (tab. 1) a rozloženia vodných zrážok (tab. 2). Už na prvý pohľad je jasná skutočnosť, že oproti relatívne konštantným výtokom z prameňa výrazne kontrastujú značne sa meniace úhrny vodných zrážok za týždenné intervaly.

Táto štatisticky vyjadrená voľnosť medzi oboma komponentmi sa zdá byť prekvapujúca, pretože závislosť výdatnosti prameňov na vodných zrážkach je jednoznačná. Tento rozpor je spôsobený jednak rozdielnymi kvantitatívnymi i kvalitatívnymi ukazovateľmi (rozličné merné jednotky: výdatnosť prameňa — absolútne množstvá zrážok; rozličné časové ukazovatele u výtokov a vodných zrážok) a jednak je táto závislosť ovplyvňovaná dynamickými — premennými činiteľmi nepôsobiacimi v rovnakom rozsahu, intenzite resp. v rovnakom čase, teda činiteľmi viac-menej náhodilými a variabilnými. Stojíme preto pri svojich úvahách pred problémom preskúmať či a nakoľko je možné túto závislosť výveru podzemných vôd (výdatnosti prameňov) vyjadriť pomocou určitých konštantných veličín; pritom naše úvahy sú sťažené jednak rozsahom nevelkým štatistickým materiálom, jednak druhom štatistických podkladov. Máme totiž k dispozícii iba výdatnosť určitého konkrétneho prameňa (meranú v pravidelných týždenných intervaloch) a úhrny vodných zrážok z oblasti, o ktorej sa predpokladá, že predstavuje infiltračné územie analyzovaného prameňa, lepšie povedané že spadá do infiltračnej oblasti prameňa. Štatistický rozbor týchto podkladov by mohol na jednej strane poukázať na reálne väzby medzi sledovanými činiteľmi, resp. na to, či a nakoľko doterajšie štatistické podklady sú vôbec postačujúce pre skúmanie matematickej väzby týchto činiteľov, a na druhej strane naznačiť, či načrtnutý schematizovaný štruktúrny model má vôbec dajaké perspektívne uplatnenie, resp. v akom smere treba ho upresniť, doplniť, či pozmeniť.

Matematické metódy vôbec sa u nás v geológii i hydrogeológii zavádzajú len veľmi pomalým tempom. Ide zväčša o zbieranie kvantitatívnych dát a ich štatistické utriedovanie, najčastejšie spojené s grafickým vyjadrením vyšetovaných javov. Je to spôsobené aj tým, že napr. v hydrogeológii sa po dlhé roky kvantitatívne zisťujú tie isté činitele — prevažne len vodné zrážky, teploty, prípadne výdatnosti jednotlivých prameňov v pravidelných, či nepravidelných intervaloch (prirodzene pokiaľ ide o vody podzemné; povrchové prietoky sa už dlhé desaťročia sledujú najmä na významnejších tokoch). U väčšiny pramenných sústav, či hydrogeologických celkov sa zatiaľ nevymedzili exaktnejšie rozsahy infiltračných oblastí, a teda sa nedajú vypočítať ani absolútne množstvá vôd zo zrážok, nehovoriac už o rozsahu a type infiltračných ciest, rýchlosti infiltrácie vôd pri zmenených výdatnostiach zrážok, o rozsahu a forme, resp. kapacite nádrží spodných vôd a pod. Z hľadiska detailnejších rozborov nie je dostačujúce ani pravidelné týždenné meranie prameňov. Nestačí udávať ani napr. iba denný súhrn zrážok pri podrob-

Tab. 1

Týždenné priemerné výdatnosti prameňa VAJÁR  
za roky 1957—1963

Týždeň	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	priemer 57—63
XI. 1	52,0	59,2	58,4	61,7	51,2	39,1	36,4	51,1
2	52,0	59,2	58,4	61,7	51,2	39,7	37,9	51,4
3	52,0	59,2	55,3	61,0	51,2	39,7	37,9	50,9
4	52,0	59,2	55,3	61,0	52,3	40,7	40,7	51,6
XII. 5	52,0	59,2	55,3	61,7	53,2	40,7	40,7	51,7
6	52,0	59,2	57,2	61,7	52,3	40,7	40,7	51,95
7	62,0	60,6	57,2	61,7	52,3	41,7	40,7	52,3
8	52,0	60,6	56,5	61,7	53,5	40,7	40,7	52,2
9	52,0	60,6	57,2	61,7	53,5	40,7	40,7	52,3
I. 10	52,0	60,6	64,8	57,2	53,5	46,5	41,7	53,7
11	52,0	61,4	58,4	68,0	54,0	53,5	43,0	55,7
12	52,0	61,6	58,4	71,4	54,0	58,4	43,0	56,9
13	52,0	61,6	58,4	74,6	54,7	58,4	43,5	57,6
II. 14	54,4	61,6	58,4	74,6	54,7	58,4	49,4	58,8
15	54,4	61,6	58,4	78,1	56,0	55,3	55,3	59,85
16	54,4	61,6	58,4	78,1	57,2	53,5	55,3	59,8
17	54,4	61,6	58,4	78,1	58,4	52,3	58,4	60,2
III. 18	56,6	61,6	58,4	78,1	58,4	55,3	58,4	60,9
19	59,2	61,6	58,4	76,7	57,2	58,4	59,7	61,6
20	61,6	61,6	58,4	75,4	55,3	61,0	62,2	62,2
21	66,5	61,6	58,4	73,4	54,0	64,8	64,8	63,7
IV. 22	66,5	61,6	58,4	73,4	52,3	64,8	64,8	63,1
23	59,2	61,6	58,4	72,6	52,3	66,0	66,0	62,3
24	56,6	61,6	58,4	71,4	53,5	65,3	66,0	61,8
25	54,4	61,6	59,7	69,8	53,5	64,8	64,8	61,2
26	56,6	61,6	59,7	69,8	53,5	64,8	64,8	61,5
V. 27	54,4	71,5	60,3	68,0	53,5	63,4	64,8	62,2
28	52,0	68,0	60,3	67,4	54,7	62,2	64,8	61,3
29	52,0	68,0	61,0	66,0	54,7	61,0	63,4	60,9
30	52,0	66,5	61,7	64,8	56,0	58,4	61,7	60,2
VI. 31	52,0	69,8	61,7	64,8	57,8	58,4	61,7	60,8
32	52,0	69,8	61,7	64,8	57,2	57,2	61,7	60,6
33	52,0	69,8	61,7	62,8	54,7	56,0	58,4	59,3
34	52,0	69,8	61,7	61,7	52,3	54,7	58,4	58,7
VII. 35	52,0	67,4	61,7	60,3	47,6	52,3	55,3	57,7
36	52,0	67,4	61,7	59,7	47,6	52,3	55,3	57,7
37	52,0	66,0	61,7	58,4	46,5	49,4	55,3	56,2
38	61,6	66,0	64,8	58,4	46,5	49,4	54,7	57,3
39	66,5	66,0	64,8	57,4	46,5	46,5	54,7	57,4
VIII. 40	66,5	64,8	64,8	56,5	46,5	46,5	53,5	57,0
41	66,5	63,4	64,8	56,5	46,5	43,5	53,5	55,4
42	66,5	62,8	64,8	55,3	46,5	43,5	52,3	55,9
43	66,5	61,7	68,0	53,5	45,3	40,7	52,3	55,4
44	66,5	55,3	68,0	52,3	45,3	40,7	52,3	54,3
45	66,5	55,3	68,0	52,3	43,0	40,7	52,3	54,0
46	64,0	58,4	66,8	51,2	40,7	40,7	52,3	53,4
47	64,0	58,4	66,8	51,2	39,7	40,7	52,3	53,3
48	64,0	61,7	64,8	50,5	38,5	39,7	51,8	53,2
49	61,6	61,7	64,8	50,5	38,5	38,5	51,2	52,4
50	61,6	61,7	64,8	50,5	38,5	37,4	50,0	52,1
51	59,2	60,2	61,7	51,2	39,7	36,4	49,0	51,2
52	59,2	61,7	61,7	51,2	39,7	36,4	47,6	51,1

Tab. 2

Rozloženie zrážok (týždenné úhrny)  
na lokalite SOLOŠNICA (predpokl. infiltr. územie VAJÁRA)

Týždeň	1957	1958	1959	1960
1	21,7	0	12,6	8,1
2	7,7	21,9	13,7	29,3
3	5,7	0	11,8	8,0
4	14,0	0,6	0	0,7
5	18,2	11,9	2,9	0,8
6	0,2	21,5	18,3	35,5
7	5,2	4,2	13,6	37,6
8	8,0	0,2	19,9	19,2
9	9,8	0,2	14,3	43,8
10	13,8	19,3	17,0	18,4
11	11,0	21,0	0	36,8
12	0	4,5	3,1	0
13	4,8	0	0	0
14	11,5	7,2	0	1,4
15	7,9	11,4	0,6	0
16	14,3	8,3	6,7	5,2
17	14,3	0	0	5,7
18	0	26,2	31,1	0,1
19	11,0	33,2	1,8	2,1
20	17,8	0,3	0	6,0
21	0	12,5	1,6	40,5
22	41,1	14,5	12,0	3,0
23	6,7	0,1	42,6	5,3
24	7,5	1,6	20,1	10,5
25	12,1	7,0	6,1	14,2
26	8,4	9,8	0	1,5
27	0	6,3	28,3	0,8
28	0	0	1,9	9,3
29	27,2	0	6,1	5,3
30	25,0	0	19,4	41,0
31	2,6	0	36,5	27,8
32	7,5	36,8	28,7	14,9
33	3,9	0,7	48,5	30,3
34	25,1	32,7	8,0	15,7
35	1,7	93,7	57,0	24,1
36	18,3	7,8	19,9	37,7
37	68,6	0	37,9	0,6
38	100,2	16,8	53,0	70,8
39	24,4	13,6	22,7	5,1
40	13,7	70,5	11,8	14,6
41	0	16,1	44,4	45,3
42	14,1	7,1	5,8	3,8
43	34,9	0	0	9,3
44	11,6	0	0	0,2
45	1,6	0	0,8	7,0
46	26,1	0	1,5	0
47	9,3	7,8	0	20,2
48	9,9	1,1	0	2,0
49	0	19,4	0	7,0
50	0	57,6	0	11,8
51	6,9	16,3	4,2	16,7
52	0	0		4,0

Podľa podkladov stanice Hydrometeorolog. ústavu; hydrogeol. rok (XI—X)

nejšom štatistickom vyhodnocovaní, pretože pre výdatnosti prameňov má význam aj skutočnosť, v akom časovom intervale určité množstvo vôd spadlo, či išlo o búrkový typ dažďa (krátkodobý) alebo o pozvoľný dlhotrvajúci dažď. Už len tento zovrubný výpočet neúplnosti doterajších štatisticky zachycovaných dát naznačuje, že každý pokus o serióznejšie matematické modelovanie je nutne zatažený týmto stavom. Naznačuje súčasne, čo okrem iných ďalších potrebných technických metód a laboratórnych pokusov meracích naša hydrometria musí urobiť.

Bez takýchto podrobných dát nutne zostanú aj mnohé našimi hydrogeológmi vyslovované názory príliš všeobecné, hypotetické a nepreukázateľné. Spomeniem tu mne známe príklady novšieho dáta. Pri skúmaní vzťahu medzi vodnými zrážkami a výdatnosťou výverov venovali v poslednej dobe napr. E. Kullman (1967, 1968) a O. Franko (1967, 1968; pozri tiež Kullman — Franko 1967) pozornosť časovej súslednosti oboch javov, inými slovami, po akom časovom odstupe sa prejaví výdatnosť dažďa na zvýšení výveru prameňov. Pokúšajú sa pritom určiť takmer lineárne časové súslednosti, dokumentujúce to na priebehu grafov vodných zrážok a výdatností prameňov.\*

Neúplnosť dát je v hydrogeológii sčasti vyvážená existujúcimi viacročnými štatistickými podkladmi (aké napr. v iných odvetviach geológie chýbajú). Takýto viacročný podkladový materiál ukazuje, že niektoré veličiny sa pohy-

\* Pri hydrologickej cirkulácii vôd (s osobitným zreteľom na spodné vody) ide v podstate o stochastický prípad, na ktorý sa môže aplikovať matematická teória tzv. hromadnej obsluhy, resp. teória frontov. Táto teória sa zaoberá javmi, pri ktorých medzi vstupmi a výstupmi sú rozdielnosti kvantitatívne, ale aj časové. V našom prípade teda pri vzťahu medzi vodnými zrážkami, resp. ich infiltráciou rozlišujeme vlastne dve etapy: (a) vodné zrážky dopadávajú na zemský povrch a v ďalšom procese infiltrujú, (b) infiltrované vody vstupujú do podzemnej cirkulácie a v ďalšom vytekajú vo forme výverov. Pri prvom by sme mohli povedať, že kým vstup — spadnutie vodných zrážok — je neobmedzený (teoreticky), infiltrácia je obmedzená „prijímacou kapacitou“ zemskej kôry (čo je ovplyvnené jednak spádovými pomermi, priepustnosťou hornín a ďalšími činiteľmi), teda kvantitatívny rozdiel. Časová diferenciacia spočíva v tom, že tie isté vodné zrážky nie súčasne a nie v rovnako dlhom t-časovom úseku infiltrujú ako padajú na zem.

Pri skúmaní vzťahu medzi vodnými zrážkami a vývermi sú tieto kvantitatívne i časové rozdielnosti (nielen časové posuny) ešte výraznejšie. Podzemné vody tvoria určitý bazén, z ktorého vytekajú prostredníctvom výverov. Výdatnosť týchto výverov závisí od napájacieho zdroja — vstupov (infiltrácie). Lenže čas infiltrácie a prirodzene aj kvantá vôd za t-jednotku infiltrácie nie sú rovné kvantám vytekajúcich vôd za rovnakú t-jednotku. Časové i kvantitatívne rozloženie vstupov a výverov je teda rozmanité. Navyše vplyv infiltrovaných vôd, resp. jeho intenzita na vývery nebude pri rovnakých kvantách rovnaká, bude závisieť aj od „stavu bazénu“ v čase infiltrácie. Iná bude intenzita vplyvu (i časový posun vplyvu) po bezprostrednom predošlom dažďovom období a iná po perióde dlhodobého sucha. Práve v dôsledku týchto zložitých podmienok hydrogeologických a s tým súvisiacich metrických problémov nemožno proces zrážok a ich vzťah k infiltrácii, resp. výverom podzemných vôd sledovať dosť dobre v jednotlivostiach, ale vo viac-menej uzavretých, relatívne — čo do základných podmienok a trendu vplyvu jednotlivých faktorov — homogénnych časových cyklov, ako o nich ešte bude reč v ďalšom.

bujú len v určitých obmedzených intervaloch, že mnohé javy sa periodicky viac-alebo menej pravidelne každoročne opakujú (klimatické podmienky a s nimi súvisiace cykly zrážkovosti, teplotné podmienky a pod.). Napokon práve na takejto periodicite javov je založené meteorologické predpovedanie počasia na dlhšie i kratšie časové úseky. A práve vzhľadom na toto periodické opakovanie sa obdobných podmienok, teda opakovanie určitých konštantných činiteľov bolo možné urobiť tento pokus o matematický štruktúrny model, ktorý je načrtnutý pre takto periodické sezónne cykly, podmienky a znaky ktorých sú podrobnejšie definované na konci kapitoly.

Na doporučenie Ing. E. Kullmana vybral som pre svoju analýzu prameň Vajár a niektoré súdežné pramene. Príslušné štatistické podklady mi ochotne poskytol Ing. Kullman, ktorému touto cestou ďakujem. Je možné, že voľba pre moje účely nebola najvhodnejšia, najmä ak uvážime, že operujem iba s týmto prameňom. Možno moje pokusy o štruktúrny model by boli precíznejšie, keby som bol robil prepočty z viacerých pramenných oblastí. Ide však o prvý pokus aplikácie teoretickej matematickej úvahy, a ako taký môže byť poučný nielen svojim pozitívnym prínosom, ale aj prípadnými chybnými postupmi.

Prameň Vajár zaoberá v pramenej sústave chočskej jednotky v oblasti Malých Karpát osobitné hydrogeologické postavenie (Kullman 1968). Potvrďuje to nielen priebeh jeho výdatnosti (pozri tab. 1), meranej v týždenných intervaloch, ale aj korelačný koeficient výdatnosti tohto prameňa a ostatných výverov z chočskej jednotky, ktorý činí iba 0,2395 (pozri tab. 7). Korelačný koeficient medzi inými dvoma pramennými sústavami tej istej jednotky (Pčoliná, Holba grunty) činí až 0,8409, pričom tento výsledok je sčasti skreslený (znížený) v dôsledku istého časového oneskorenia optimálnych hodnôt oboch pramenných sústav medzi 14. a 22. týždňom.

Zo štatistických podkladov je zjavná pomerne konštantná výdatnosť tohto prameňa. Roku 1957 celkom 23 týždňov mal prameň výdatnosť 52 l/min., v intervale 52—54 l/min. 6 týždňov, v intervale 54—56 len 3 týždne, 56—58 iba 4 týždne, v intervale 58—60 po 3 týždne, 60—62 jeden, 62—64 tri a 64—67 celkom 9 týždňov. Pritom optimálne výdatnosti (absolútne optimum 66,5 l/min.) v intervale 60—66,5 sú sústredené v dvoch časových úsekoch: medzi 20. a 22. týždňom a medzi 38—50. týždňom.

Pre zaujímavosť však hodno spomenúť aj zmenu optimálnych a minimálnych výdatností:

	minimum	optimum	ročný priemer
1957	52,0	66,5	57,04
1958	55,3	71,5	62,61
1959	55,3	68,0	60,78
1960	50,5	78,1	63,44
1961	38,5	58,4	50,51
1962	36,4	66,0	50,02
1963	36,4	66,0	52,65

Najnápadnejší zlom predstavuje rok 1960, v ktorom minimálna výdatnosť oproti predošlému roku klesla z 55,3 na 50,5, teda o vyše 9,5 %, súčasne však stúpla aj maximálna výdatnosť zo 68,0 na 78,1, tj. o vyše 13,6 %, pričom aj priemerná ročná výdatnosť stúpla zo 60,78 na 63,44 (o 4,6 %).

Nasledujúci rok 1961 priniesol ďalšie zníženie minimálnej výdatnosti až na 38,5 (oproti predošlému roku z 50,5), optimálnu výdatnosť na 58,4 (oproti 78,1) i ročného priemeru na 50,51 (oproti 63,44), teda rozdiely vyše 20 %-né hydrogeologicky zatiaľ neinterpretovateľné.

Pri skúmaní vzťahu medzi výdatnosťou prameňa, ako som ukázal, relatívne stabilizovanou po dlhšie časové úseky na jednej strane a podstatne premenlivejších zrážkových pomeroch na strane druhej nenachádzame ani zďaleka takú linearitu časovú, ani kvantitatívnu, aká by sa predpokladala z logických úvah i doterajších hydrogeologických záverov (podotýkam, že to platí pre kratšie časové úseky, nie pre viac-menej uzavreté cykly, o ktorých ešte bude reč).

Výdatnosti prameňa vykazujú v podstate dve maximá, a to v jarnej perióde (február—apríl, príp. podľa teplotných pomeroch až máj, tj. obdobie, kedy sa

Tab. 3.

Vzťah medzi zrážkami a výdatnosťou prameňa Vajár  
za rok 1957

mesiac	týžden. priem. zrážky	výdatnosť priem.
XI. 56	17,2	52,00
XII	7,0	52,00
I. 57	7,4	52,00
II	12,0	54,40
III	14,0	52,00
IV	8,4	56,70
V	13,4	52,60
VI	7,8	52,00
VII	53,6	58,00
VIII	15,5	66,50
IX	13,7	65,3
X	1,7	60,9

Priemer 13,48 56,80

korelačný koeficient vzťahu zrážky/výdatnosť 0,124

Tab. 4.

Vzťah rozdelenia zrážok a výdatností prameňa Vajár  
roku 1958

zrážky týžd.	výdatnosti									Spolu
	do 55	57	59	61	63	65	67	69	71	
0—5	2		4	12		1	3	2		24
5—10			1	4	1		1		1	8
10—15			1	2		1				4
15—20				4		2				6
20—25			2	1						3
25—30				1						1
30—35				1				2		3
35—40										0
40—45				1						1
45—50										0
50—55										0
55—60					1					1
60—65										0
65—70										0
70—75										0
75—80							1			1
	2	0	8	26	2	4	5	4	1	52

Najfrekventovanejšie týždenné zrážky 0—5 celkom 24 prípadov (týždňov), najfrekventovanejšia výdatnosť int. 59—61 celkom 26 týždňov.

Korelačný koeficient vzťahu zrážky/výdatnosť 0,20622

sneh ako „konzervovaná“ vodná rezerva topí, teda časove ako zrážky je registrovaný v období zimnom) a v letnej perióde po jún—júlovom období výdatných zrážok (pozri tab. 2). Ak v letnej perióde je nepriaznivé rozloženie zrážok, potom má výdatnosť trvalo klesajúcu tendenciu od jarného obdobia až po koniec hydrogeologického roku. Túto základnú tendenciu nenarušujú (pokiaľ to možno vyvodzovať z podkladov týždenných meraní výdatností, ktoré máme k dispozícii) ani tak rozdielne týždenné výdatnosti vodných zrážok,

ako ich vidno z tab. 2; napr. r. 1957 týždenné výdatnosti sa pohybovali medzi 0 a 100 mm, r. 1958 medzi 0 a 93,7, r. 1959 medzi 0 a 57 mm, r. 1960 medzi 0 a 70 mm a pod. A preto nie div, že korelačný koeficient medzi vývermi prameňov a vodnými zrážkami činí iba 0,124, resp. pri časovom posune výverov, predpokladanom E. Kullmanom (4—6 týždne) 0,148, teda ide o vzťah relatívne voľný.

Čo je príčinou toho, že evidentná závislosť výverov podzemných vôd na vodných zrážkach sa neodráža v matematických výpočtoch? Pokúsim sa poukázať na niektoré z príčin, podmieňujúcich tento rozpor.

- (a) Štatistické podklady nemajú kvalitatívne rovnakú bázu a nie sú synchronne (časove totožné). V hydrogeológii sa totiž porovnáva výdatnosť prameňov s absolútnou hodnotou vodných zrážok. Adekvátnou veličinou absolútnych vodných zrážok by mal byť úhrn výtokov, geneticky spätých s porovnávanými vodnými zrážkami za rovnakú t-časovú jednotku. Inými slovami, aké množstvo vôd vyviera z vodných zrážok obdobia t. Je jasné, že hydrometria takúto absolútnu požiadavku splniť nemôže. Už som spomenul, že nepoznáme v podstate ani rozsah príslušnej pramennej oblasti (infiltračnej), a teda ani axaktné množstvo vodných zrážok tejto oblasti, nehovoriac o tom, že nepoznáme ani celý pohyb vôd v zemskej kôre, jej rezervoáry a pod.
- (b) Existuje medzi infiltračnou kapacitou príslušnej infiltračnej oblasti (hydrogeologickej jednotky) a výtokovou kapacitou za rovnakú t-časovú jednotku značný rozdiel; inými slovami časové rozloženie vstupov-infiltračie je iné ako časové rozloženie výstupov (výtokov); napr. množstvá vody infiltrované po dobu 2 hodín, vytekajú vo forme výverov 20—30 i viac hodín.
- (c) Pre presné posúdenie týchto vzťahov je spolurozhodujúcim činiteľom aj stav zásob podzemných vôd pred začatím infiltrácie, tj. konkrétna výška niva podzemných vôd pred dažďom.
- (d) Rozloženie vodných zrážok, výdatnosť dažďov má vplyv nielen na urýchľovanie, či spomaľovanie povrchových odtokov, ale pravdepodobne aj na rýchlosť infiltrácie vôd.
- (e) Aj kalendárne obdobie tu má svoj vplyv. Podľa teploty vzduchu totiž sa môže meniť povaha dažďa (voda, sneh) a zväčšovať, alebo znižovať výpar.

Spomenul som len niektoré momenty závažné najmä z hľadiska kvantitatívnych analýz. Zrejme však ešte dlho naša hydrometria tieto disproporcie nebude schopná odstrániť. Ako však preklenúť tieto nedostatky? Pri svojich korelačných a štatistických prepočtoch som dochádzal k poznatku, že čím kratší časový úsek sa volil pre korelačné prepočty, tým voľnejšia väzba



vyplývala medzi oboma faktormi. O to voľnejšie sa musí javiť potom väzba medzi jednotlivými javmi vodných zrážok — dažďa a jeho dôsledku, vplyvu na výver. A naopak, čím dlhšie, komplexnejšie časové úseky predstavovali porovnávaciu bázu, tým sa aj v hodnote korelačného koeficienta výraznejšie prejavila závislosť výverov podzemných vôd na vodných zrážkach (oproti 0,124 pri týždenných intervaloch, 0,58 pri intervaloch ročných; žiaľ, bolo by sa vyžadovalo pre dlhšie cykly podkladov za dlhšie časové obdobie než som mal k dispozícii).

Pri takýchto postupoch sa ukázalo, že vlastne takto volené časové cykly možno považovať v ich globále (!) za konštantnú mernú jednotku, ktorá sa v detailoch môže z roka na rok odlišovať (pohyb vodných zrážok v rámci určitej limity, pohyb teplôt), vo svojom dlhodobom priemere však konverguje k určitému konštantnému parametru. Inými slovami určité detailné javy v rámci takéhoto uzavretého časového cyklu sa v rozličných rokoch môžu navzájom odlišovať, základné veličiny, udávajúce charakter cyklu však sú relatívne konštantné, môžu teda takéto cykly predstavovať vzájomne rovnocennú porovnávaciu bázu v jednotlivých rokoch. Inými slovami: dajme tomu rozdelíme rok na štyri cykly. *Nebudeme tu ale porovnávať prvý cyklus toho istého roku s cyklom druhým, ale len s rovnakým cyklom iného roku, pretože pre každý cyklus platí určitý špecifický charakter dynamických podmienok, ako sa o tom ešte zmienim.*

Tab. 5

Vzťah medzi ročnými priemermi týždenných zrážok a výdatnosťí prameňa Vajár za r. 1957—63

Rok	týžd. priem. zrážok	priemerné vývery
1957	13,9	57,0
1958	12,4	62,3
1959	13,1	60,7
1960	14,8	63,5
1961	12,1	50,5
1962	11,6	50,2
1963	14,4	53,0

Ročné priemerné minimá a maximá sa kryjú; anomálne je postavenie roku 1958 a roku 1963 s protichodnou tendenciou anomálie: roku 1958 druhej minimálnej zrážkovosti odpovedá druhé maximum výveru prameňa; roku 1963 druhej optimálnej zrážkovosti odpovedá veľmi nízka výdatnosť.

Korelačný koeficient vzťahu zrážky/výdatnosť: 0,407

Pritom podstatné je, že v časovej periodicite majú aj ony určitú konštantnú povahu, dajú sa vyjadriť istým parametrom.

Napriek tomu, že ročný časový interval vykazoval pri prepočtoch koeficient korelácie medzi zrážkami a vývermi hodnotu 0,58, zdá sa celoročný cyklus preda len príliš heterogénny, najmä ak analyzujeme značné zmeny dynamických činiteľov v priebehu roka (klimatické, zrážkové pomery a pod.).

Zaujímavé výsledky pri týchto úvahách priniesli polročné prepočty „efektívnosti“ 1 mm zrážok (polročný priemer na týždenné intervaly) vo vzťahu k výdatnosti prameňa Vajár (pozri tab. 6). V tzv. letnom hydrogeologickom polroku (mes. V—X) pri 7 ročných porovnávaní je efektívnosť vodných zrážok za 4 roky v intervale 3,10 až 3,47, v jednom prípade 3,67, v dvoch prípadoch 4,2 až 4,4. Pritom najväčšia „efektívnosť“ (4,4) sa zistila v polroku s najnižšími úhrnmi zrážok (polročný úhrn 292, týždenný priemer z toho 11,2), najmenšia (3,39) pri zrážkach maximálnych (za polrok 443 mm, resp. pri týždennom priemere 17,0 mm).

Ale rovnaký jav bol pozorovaný aj pri zrážkach za tzv. zimný-jarný polrok (XI—IV), kde v štyroch prípadoch činil koeficient výdatnosti, resp. efektívnosti vodných zrážok 5,1 až 6,0, v jednom prípade 6,59 (opäť pri minimálnych absolútnych zrážkach 240,4 z porovnaných 7 rokov). Za rok 1963, kedy boli zrážky zo všetkých 7 sledovaných rokov najvyššie (v absolútnych cifrách: 357 mm v zimno-jarnom polroku) bola obdobne ako v letnom polročnom cykle pozorovaná rovnaká tendencia, efektívnosť bola minimálna (3,69).

Tab. 6

Tabelárne porovnanie polročných zrážok a výdatnosti prameňa VAJÁR za roky 1957—1963, ako aj koeficienta efektívnosti výdatnosti na 1 mm zrážok

rok	Mesiace XI—IV				Mesiace V—X				Celoročné			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
1957	280,5	10,8	55,03	5,1	442	17,0	59,0	3,47	722	13,9	57,0	4,10
1958	240,4	9,3	60,9	6,59	404	15,5	64,0	4,12	644	12,4	62,5	5,04
1959	255,7	9,8	57,9	5,89	428	16,4	63,6	3,27	683	13,1	60,7	4,62
1960	324,7	12,5	69,3	5,55	443	17,0	57,6	3,39	767	14,8	63,5	4,31
1961	233	9,0	53,9	6,00	395	15,2	47,1	3,10	628	12,1	50,5	4,18
1962	309	11,9	51,0	4,29	292	11,2	49,4	4,4	601	11,6	50,2	4,34
1963	357	13,7	50,7	3,69	393	15,1	55,4	3,67	750	14,4	53,0	3,68
∅	285,75	11,3	56,95	5,3	399,5	15,3	56,6	3,77	687	13,1	56,8	4,32

1 — brutto zrážky daného obdobia

2 — priemer týždenných zrážok daného obdobia

3 — priemerná výdatnosť prameňa v danom období

4 — koeficient výdatnosti na 1 mm zrážok (koeficient efektívnosti zrážok)

Takto vypočítané ročné priemerné koeficienty efektívnosti z 1 mm vodných zrážok ukazujú ešte menší rozptyl hodnôt (tu sa sčasti korigujú často dosť umele vytvorené prechody kalendárnych období október—november a apríl—máj). Tu až 5 koeficientov sa pohybuje v intervale 4,1—4,62 (minimálny za rok 1963 činí 3,68, maximálny r. 1958 zas 5,04). Hoci obdobie 7 rokov je pre štatistické sledovanie relatívne krátke na robenie ďalekosiahlych záverov, už z hľadiska metodického postupu umožňuje nám posúdiť oprávnenosť či neoprávnenosť volenej metódy, prípadne v súlade s daným stavom štatistických podkladov jej možného použitia a prehlbovania. Polročné priemery za 7 rokov ukazujú relatívne malý rozptyl hodnôt efektívnosti (za zimno-jarný cyklus 5,3, letný cyklus 3,77, celoročný priemer 4,32) na  $\pm 10-15\%$ .

Tab. 7.

Vzťah medzi výdatnosťou prameňa Vajár a výverov z chočskej jednotky za r. 1958—63

rok	priem. výdatnosť Vajár	vývery z chočskej jedn.
1958	62,5	100
1959	60,8	100
1960	63,5	98
1961	50,5	89,4
1962	50,2	89,7
1963	53,0	89,3

Korelačný koeficient 0,2395

Konvergovanie priemerných hodnôt jednotlivých rokov k určitej limite naznačuje reálnosť možnosti štruktúrneho matematického modelu na báze určitých cyklov, v rámci ktorých sa vyrovnávajú sčasti vplyvy dynamických činiteľov, ako aj časové posuny medzi zrážkami a vývermi, dochádza k prekryvaniu týchto dynamických javov. Ukázalo sa však, že aj polročné (kalendárne) cykly predstavujú ešte dosť heterogénne celky (porovnajme premenné činitele zimných a jarných mesiacov na jednej strane, letné búrkové obdobia s pozdnojesennými, relatívne slabými ale dlhotrvajúcimi dažďami).

Pokusme sa teda analyzovať jednotlivé ročné obdobia z hľadiska relatívnej stability dynamických činiteľov, ovplyvňujúcich infiltráciu a tým aj vývery podzemných vôd. Začnime obdobím zimným. Charakterizujú ho nízke teploty, nízky výpar, zrážky prevažne, resp. skoro výlučne vo forme snehu, ktorý sa na povrchu „konzervuje“. Preto v tomto období ide o veľmi nízku infiltráciu (prevažne mesiace november, resp. december až február).

Tab. 8.

Vzťahy medzi výdatnosťou prameňov chočskej jednotky a vodnými zrážkami  
za r. 1957—66

rok	týžd. priemer celor. zrážok	priem. vývery
1957	15,09	142,0
1958	13,83	100,0
1959	14,43	100,0
1960	15,69	98,0
1961	11,82	89,4
1962	11,98	89,7
1963	14,96	89,3
1964	13,96	79,4
1965	16,00	108,7
1966	16,82	113,7

Korelačný koeficient vzťahu zrážky/vývery 0,584

V nasledujúcom cykle — jarnom zvyšujú sa teploty, zrážky padajú vo forme dažďa, zimné rezervy, postupne meniac svoje pevné skupenstvo, obohacujú výdatne infiltráciu najmä v dôsledku relatívne značnej pozvoľnosti (čas infiltrácie je oveľa dlhší, ako napr. pre rovnaké kvantá vôd z letných búrkových období, ktoré majú krátkodobý charakter s nárazovou — zvýšenou výdatnosťou). Z toho dôvodu aj efektívnosť vodných zrážok z tohto obdobia býva relatívne najvyššia [porovnaj tab. 6. Pod efektívnosťou vodných zrážok rozumieme pomer medzi celkovým úhrnom vodných zrážok a množstvom infiltrovaných vôd, resp. výdatnosťou výtokov z prameňa ako závislou veličinou tohto množstva. Túto efektívnosť — či produktívnosť zrážok možno vypočítať podľa jednoduchého vzorca

$$q = \frac{v}{z} \quad (11)$$

kde  $q$  — je koeficient efektívnosti — produktívnosti zrážok,  $v$  — výdatnosť prameňa ako veličina závislá na množstve vôd infiltrovaných z celkového množstva zrážok, a  $z$  — je úhrn vodných zrážok za zvolené obdobie (príp. priemer zrážok napr. týždenný) za určité sledované časové intervaly].

Na letný cyklus pripadá obvykle kvantitatívne najviac vodných zrážok,

avšak ich nárazový, búrkový charakter, koncentrovaný spád má za následok, že značná časť vodných zrážok, podstatne väčšia ako v priebehu iných cyklov „ubúda“ vo forme povrchových odtokov. Preto aj efektívnosť (produktívnosť) vodných zrážok, ako o nej bola reč vyššie, býva veľmi nízka, možno povedať najnižšia (čo neznamena, že v absolútnych cifrách napr. výdatnosť prameňov musí tiež byť najnižšia — naopak, za určitých podmienok sa môže blížiť aj hranici optimálnych výdatností). Aj evaporácia v tomto cykle dosahuje obvykle svoje absolútne maximum (vysoké teploty a ďalšie podmienky podporujúce výparnosť).

Jesenný cyklus sa naproti tomu vyznačuje dosť rozloženou, pozvoľnou zrážkovosťou (dlhšie obdobia vlhkých dažďových dní) a tiež postupným znižovaním teploty a v dôsledku toho aj znižovaním výparnosti. Vďaka týmto podmienkam možno registrovať zefektívňovanie vodných zrážok, t.j. podiel infiltrovaných vôd oproti letnému obdobiu narastá. Na tento cyklus pripadá event. druhé optimum výdatnosti prameňov (prirodzene v priaznivých zrážkových podmienkach, teda nie v „suchých“ obdobiach).

Ako z horeuvedenej schematickej načrtnutej charakteristiky vyplýva, prvý predpoklad pre vymedzenie jednotlivých cyklov (pre naše účely) spočíva na splnení esenciálnej požiadavky, aby totiž základná tendencia dynamických činiteľov, ovplyvňujúcich infiltráciu, resp. výdatnosť výverov podzemných vôd sa v danom cykle vyznačovala určitou jednotnosťou — konštantnou súhrou nezávisle premenných zložiek. Z toho teda vyplýva, že vonkoncom nepôjde o cykly časovo rovnako dlhé. Inými slovami, ak sa v určitej oblasti vymedzia na základe týchto kritérií napr. 4 cykly do roka, nemusí každý cyklus trvať časovo rovnako dlho, t.j. tri mesiace (jeden štvrtrok). Ale nielen táto vertikálna zhoda nemusí byť daná. Platí to aj pre vzťahy horizontálne, priestorové. Je celkom prirodzené predpokladať, že napr. v nížinných oblastiach južného Slovenska cyklické rozdelenie môže byť (nielen čo do dĺžky cyklov, ale aj čo do synchronnosti) iné ako napr. vo vysokohorských oblastiach severného, či severovýchodného Slovenska. Pretože nasadzovanie a vyznievanie (ale aj priebeh) jednotlivých základných dynamických činiteľov (nezávisle premenných), ovplyvňujúcich výdatnosť výverov podzemných vôd môžu byť v rozličných priestorových jednotkách odlišné (iná bude dĺžka i časové kalendárne zaradenie jarného cyklu v južných nížinných územiach, iná v horských oblastiach a pod.). Preto pri budúcich analýzach hydrogeologických, ale aj matematicko-štatistických bude potrebné upustiť od kalendárového rozdelenia na pravidelné štvrtročné cykly a hľadať nové modely cyklov (čo do trvania i časového kalendárneho zaradenia) a to na základe matematicko-štatistického vyhodnotenia dlhoročných podkladov najmä o teplotách a zrážkovosti. Z takýchto dlhoročných

priemerov bude možno skonštruovať model, reprezentujúci abstrahované (vypočítané) priemerné hodnoty, pre jednotlivé nezávisle premenné veličiny. Takýto ideálny „konštantný“ model by sa stal vhodnou porovnávacou bázou pre odchylné tendencie a zmeny v procese infiltrácie, resp. cirkulácie podzemných vôd a ich výverov. (Pokiaľ by sa ukázali v rámci niekoľkých desaťročí určité časove, periodicky sa opakujúce úseky s obdobným rozložením či už zrážok, alebo teplôt, potom by v detailoch bolo možné modely skonštruovať aj pre jednotlivé periódy. Napokon dlhodobé predpovede napr. počasia sa práve o túto periodicitu klimatického vývoja našej zeme opierajú.)

Vychádzajúc z predošlých úvah a štruktúrnych koeficientov, mohli by sme tieto uspôsobiť pre vyššie načrtnuté cykly a rozpísať nasledovne:

Predpokladajme maticu štruktúrnych koeficientov (distribučnú maticu), v ktorej sledujeme iba tieto komponenty: povrchové odtoky, výpary a vody infiltrované, obohacujúce vývery podzemných vôd. Táto matica bude vyzeráť takto:

$$\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} \end{pmatrix}$$
 Riadky predstavujú distribučné komponenty, stĺpce predstavujú cykly; teda  $a_{11}$  — je koef. odtoku v cykle 1,  $a_{21}$  — koef. výparnosti v cykle 1 atď.

Vychádzajme z toho, že  $x_1, x_2, x_3$  a  $x_4$  predstavujú vektor absolútnych zrážok. Vynásobením oboch veličín dostávame nasledovnú bilanciu:

$$\begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ x_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 + a_{14}x_4 \\ a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3 + a_{24}x_4 \\ a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3 + a_{34}x_4 \end{pmatrix}$$

Súčet riadkov v tejto rovnici udáva sumu sledovaného distribučného koeficienta (teda  $a_{11}x_1 + a_{12}x_2 \dots$  ročný úhrn napr. povrchový odtokov a pod.). Súčet stĺpcov (teda  $a_{11}x_1 + a_{21}x_1 + a_{31}x_1$ ) udáva sumu zrážok, resp. ich rozdelenie na jednotlivé zložky (odtoky, výpar, infiltrácia) v cykle.

Z tejto štruktúrnej matice vidíme, že v horizontálnom i vertikálnom smere môže mať ľubovoľný počet členov, a to podľa toho koľko cyklov si (podľa zásad uvedených vyššie) vytvoríme na sledovanie, resp. koľko distribučných zložiek z úhrnu vodných zrážok sledujeme, zisťujeme, meráme.

Takúto štruktúru koeficientov, resp. maticovú rovnicu možno vypracovať nielen pre jednotlivé pramene, či pramenné sústavy, ale aj pre väčšie hydrogeologické (geografické) celky. K vôli jednoduchosti je však potrebné, aby štruktúrne rozloženie koeficientov (distribučné koeficienty) bolo v podstate rovnaké.

Na základe takýchto rovnorodých štruktúrnych modelov bolo by možné vypracovať modely distribučných koeficientov aj pre väčšie regionálne celky

bez ohľadu na rozmanitosť koeficientov ich parciálnych jednotiek. Ide však o pomerne zložité agregačné operácie matematickej štruktúrnej analýzy; nebudem sa preto nimi na tomto mieste zaoberať.

### Záver

V predložennom príspevku je podaný náčrt štruktúrneho (hydrogeologického) modelu rozdelenia vodných zrážok so zameraním na infiltráciu a výver podzemných vôd. Ide o prvý pokus matematického vyjadrenia týchto vzťahov na základe funkčnej rovnice  $y = F(X)$ , kde  $(X)$  predstavuje činitele ovplyvňujúce množstvo infiltrovaných vôd, resp. výdatnosť výverov podzemných vôd, ako činitele nezávisle premenné ( $y$  — vývery podzemných vôd). Tieto činitele sa v článku rozdeľujú na konštantné, viac-menej nemenné (základné hydrogeologické podmienky, infiltračné pomery, priepustnosť hornín a pod.) a na činitele premenlivé, dynamické (rozloženie vodných zrážok, klimatické pomery a pod.). Pretože použitie matematickej štruktúrnej analýzy predpokladá operácie s činiteľmi viac-menej stabilnými, resp. periodicky sa opakujúcimi, skúmajú sa na základe terajších štatistických dát, ktoré máme k dispozícii, možnosti a spôsoby rozloženia týchto dynamických činiteľov na ich parciálne konštantné úseky.

V súvislosti s tým sa definujú takéto konštantné zložky, zoradené v rámci cyklov a vyšetruje sa na základe matematicko-štatistických výpočtov opodstatnenosť, či neopodstatnenosť doterajších metód výpočtových, užívaných v hydrogeológii, menovite reálnosť či nereálnosť úzkej časovej korelácie medzi výdatnosťou vodných zrážok a výveru prameňov podzemných vôd (na príklade prameňa Vajár v Malých Karpatoch). Podáva sa súčasne bilančný model regionálny i intraregionálny, štruktúrny model koeficientov produkčnej spotreby (úbytkov, odtokov a výparov) a úplnej spotreby (model distribučných koeficientov — koeficientov rozdelenia vodných zrážok).

Zisťuje sa, že — napriek logickej závislosti výverov na výdatnosti vodných zrážok — korelačný koeficient vypočítavaný pri úzkej synchronnej väzbe (prípadne s určitým stabilným časovým posunom, oneskorený vplyv vodných zrážok na vývery prameňov podzemných vôd) je veľmi nízky. V práci sa skúmajú príčiny tohto rozporu medzi logicou väzbou oboch zložiek a ich matematickou nezrovnalosťou a dochádza sa k záveru, že za korelovateľné jednotky je potrebné voliť také časové úseky, počas ktorých dynamické činitele vykazujú určité stabilné pôsobenie, majú určitý konštantný trend. Na základe týchto záverov načrtáva sa vymedzenie takýchto cyklov, ktoré však nemusia byť kalendárne rovnako dlhé; rozhodujúce sú základné konštantné tendencie ich vplyvu na infiltráciu vodných zrážok, resp. aj na výdatnosť prameňov.

Overenie nosnosti vymedzených cyklov a matematických úvah, resp. načrtnutých modelov bude možné na základe štatistického prepočtu podstatne väčších a bohatších podkladov, než z akých som vychádzal pri tejto svojej práci, prvej tohto druhu. Po overení možnosti použitia takýchto modelov a sústavnom numerickom upresňovaní koeficientov bude možné vytvoriť zo známych modelov otvorený kybernetický systém (s použitím moderných samopočítačov), ktorý by umožnil exaktne predurčiť (vypočítať) vplyv, resp. dosah zásahov človeka do prírody, meniacich hydrogeologické, resp. hydrologické podmienky.

Paralelne s tým sa ukazuje možnosť využívania matematicko-štatistických výpočtov, menovite korelačných, aj pre interpretáciu, resp. potvrdenie hydrogeologických predpokladov. Na základe prepočtu koeficienta korelácie medzi prameňom Vajár a blízkymi pramennými sústavami v Malých Karpatoch sa potvrdil svojský, odlišný hydrogeologický režim tohto prameňa. Kým totiž korelačný koeficient medzi týmto prameňom a inými pramennými sústavami je veľmi nízky, koeficient korelácie iných dvoch pramenných sústav malokarpatskej oblasti je podstatne vyšší.

#### LITERATÚRA

- [1] Bouška J. — Skolka J. — Tlustý Z., 1963: Meziodvětvová analýza. Stát. nakladat. technické literatury, Praha. — [2] Burkham D. E., 1966: Hydrology of cornfeld wash area and effects of land-treatment practicies, Sandoval County Mew Mexico 1951 — 1960. U. S. Gouvernement printing office. Washington. — [3] Demidovič A. S. — Maron J. I. — Šuvalova I. K., 1967: Čislennyje metody analiza. Izd. Nauka, Moskva. — [4] Dub O., 1957: Hydrológia, hydrometrika, hydrografia. Slov. vydavateľstvo technickej literatúry, Bratislava. — [5] Duba D. — Kullman E., 1968: Water balance calculation for the karst region in the Malé Karpaty (Small Carpathians) Mts. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [6] Duncan R. L. — Bush E. R. — Galanter E., 1963: Readings in mathematical psychology. New York — London, vol. 1. — [7] Fabian V., 1963: Základní statistické metody. Nakladatelství ČSAV, Praha. — [8] Franko O. — Kullman E., 1968: The relationship between the rainfall and the regime of cold and thermal waters of the West Carpathians. Geol. práce, Správy 44—45, Bratislava. — [9] Janko J., 1946: Jak vytváří statistika obraz světa a života. Jednota čs. matemat., Praha. — [10] Kullman E., 1964: Krasové vody na Slovensku a ich hydrogeologický význam. Geol. práce, Správy 32. Bratislava. — [11] Kullman E., 1967: Závěrečná správa o hydrogeologických pomeroch Záhorskej nížiny. Rukopis; archív GÚDŠ, Bratislava. — [12] Semínář o použití matematických metod a moderní výpočetní techniky v geologii. Zborník referátov. Čs. společ. vědecko-technická při Geol. průzkumu, Praha. — [13] Vlasatý B. J., 1967: Hydrogeologický bilančný a štruktúrny model. Rukopis Katedra kybernetiky VŠE, Bratislava.



## DAS MATHEMATISCHE BILANZ- UND STRUKTURMODELL DES WASSERUMLAUFES

(Versuch der Anwendung der mathematischen Strukturanalyse in der Hydrogeologie)

Obwohl die Geologie zu den Wissenschaftsgebieten mit einer reichen und langen Tradition zählt, finden in der geologischen Forschung die modernen mathematischen Methoden bei weitem nicht so reiche Anwendung, wie man es — im Vergleich mit anderen Naturwissenschaftsgebieten, vielleicht mit Recht erwarten würde (besonders in Hinsicht der perspektiven Ausnützung der kybernetischen Methoden). Das ist offensichtlich auch dadurch verursacht worden, dass man sich sehr lange auf die Feststellung der qualitativen Beziehungen und Faktoren beschränkt hatte, während die quantitativen (numerischen, statistischen) Merkmale oft nur sporadisch zur Hilfe gezogen wurden, obwohl wie die bisherigen Ergebnisse zeigen, die mathematischen Methoden zur Lösung mancher wesentlicher geologischer Fragen mit Erfolg beitragen können.

Im vorliegenden Beitrag wird zum erstenmal der theoretische Versuch unternommen, die Methoden der mathematischen Strukturanalyse in der Hydrogeologie anzuwenden. Das Ergebnis dieser theoretischen Erwägungen ist die Aufzeichnung eines hydrogeologischen Strukturmodells der Verteilung von Niederschlagswässern, unter spezieller Berücksichtigung der Infiltration und Zirkulation dieser Wässer, bzw. ihres Ausflusses und des Verhältnisses zwischen den Niederschlägen und Grundwasserquellen. Im wesentlichen handelt es sich um den mathematischen Ausdruck der Grundbeziehungen zwischen den Niederschlagswässern und Grundwasserquellen mit Hilfe der Gleichung  $y = F(X)$ , wobei die  $X$  — Komponenten ( $x_1, x_2, \dots, x_n$ ) als unabhängig veränderliches Glied,  $y$  — die funktionell abhängige Komponente ist. Zu unabhängigen Veränderlichen zählen: Verteilung und Quantität der Niederschläge, und andere Faktoren, welche das Quantum der einsickernden Wässer und somit auch die Ausgiebigkeit der Grundwasserquellen direkt oder indirekt beeinflussen.

Diese sog. unabhängigen Faktoren werden je nach ihrer Beständigkeit in zwei Gruppen unterteilt: die für längere Zeit *beständigen Faktoren* (die hydrogeologischen Grundbedingungen, Infiltrationsverhältnisse, Durchlässigkeit der Gesteine und andere physikalischen und geomorphologischen Bedingungen u. ä.) und die *dynamischen Faktoren*, die oft saisonweise sich auch in kürzeren Zeitabschnitten ändern können (Verteilung der Niederschlagswässer, klimatische Veränderungen und deren Einfluss auf oberflächlichen Abfluss der Niederschlagswässer, Evaporation u. ä.).

Die Anwendung der mathematischen Strukturanalyse ist von zwei wesentlichen Voraussetzungen bedingt: (1) dass sich die untersuchten Erscheinungen in längeren oder kürzeren Zeitabschnitten *periodisch mehr oder weniger ähnlich wiederholen*, und (2) dass eine Möglichkeit besteht *den dynamischen Prozess in Intervalle* zu zerlegen, die einen *ziemlich konstanten Trend* der mitwirkenden Komponenten aufweisen. Nun, die Periodizität bei Niederschlagszyklen ist gegeben: durch periodische Jahreszeiten, durch die bestimmten Optimen und Minimen der Niederschläge, der Temperaturen u. ä. (gegeben durch die geographische Lage und die damit zusammenhängenden Naturbedingungen).

Viel schwieriger ist zu untersuchen, in wieweit auch die zweite Bedingung erfüllt werden kann. Zur Untersuchung dieser Bedingung brauchen die sog. *beständigen Faktoren* nicht beigezogen werden, sie sind an sich schon konstant. Wie steht es aber mit den sog. *dynamischen, veränderlichen Faktoren*? Zur Klärung dieser Frage bin ich von den bisherigen hydrogeologischen Ansichten, bzw. Vermutungen ausgegangen. Es steht fest,

dass die Grundwasserquellen, bzw. ihre Ergiebigkeit von Niederschlägen abhängig ist. Lässt sich aber diese Abhängigkeit als eine einfache lineare Funktion ausdrücken, wie das meistens angenommen wird? Anhand einiger statistischen Analysen der kleinkarpatischen Quellen wird es untersucht, ob eine lineare Verbindung zwischen den Niederschlägen und Grundwasserquellen tatsächlich besteht [z. B. von Kullman (1967), bzw. Kullman — Franko (1968), wird eine lineare Zeitverschiebung des Einflusses der Niederschläge auf die Ergiebigkeit der Grundwasserquellen vermutet]. Bei der Berechnung des Korrelationskoeffizienten hat es sich gezeigt, dass weder mit wöchentlichen, noch mit monatlichen statistischen Unterlagen eine engere mathematische Korrelation zwischen beiden Komponenten nachgewiesen werden konnte.

Gewisse Fehlzeichnung ist zwar dadurch verursacht, dass bei der Korrelation nicht *die ebenbürtigen Komponenten verwendet werden*. Den Gesamtniederschlägen wäre der Gesamtausfluss aus den Quellen (und nicht die Ergiebigkeit der Quellen) ebenbürtig. Aber damit wären viele Schwierigkeiten verbunden, die man derzeit in der Hydrometrik nicht ganz leicht überwinden kann. Daher will man auch da die Approximation zur Hilfe ziehen. Als korrelierbare Elemente sollen solche Zeitabschnitte gewählt werden, in welchen die dynamischen Faktoren, von welchen die Ergiebigkeit der Quellen direkt oder indirekt abhängig ist, annähernd gleiche Tendenz, bzw. Stärke aufweisen.

Nach diesem Grundsatz werden vier Zyklen (pro Jahr) aufgestellt, die als *zeitliche Korrelationseinheiten* dienen sollen:

- (a) *der winterliche Zyklus* mit niedrigen Temperaturen, bei welchen Niederschläge in Form von Schnee fallen und daher die Infiltration fast keine da ist; auch die Evaporation ist nur unbedeutend. Die Ergiebigkeit der Grundwasserquellen sinkt meistens auf das absolute Minimum;
- (b) *Der Frühlingszyklus*. Infolge der erhöhten Temperaturen tauen die Schneevorräte des winterlichen Zyklus — die Infiltration wird zeitlich in längeren Abschnitten verlaufen, so dass der Anteil der infiltrierten Wässer das jährliche Maximum erreicht, ebenso wie die Ergiebigkeit der Quellen. Die Evaporation ist höher als im Winter, aber niedriger als im Sommerzyklus.
- (c) *Der Sommerzyklus* ist durch kurzzeitige ergiebige Niederschläge (Gewitter) ausgezeichnet, bei welchen die grössten Mengen des Niederschlags oberflächlich abfliessen und daher der Anteil der infiltrierten Wässer (absolut und auch relativ) viel kleiner ist als im Frühling. Die Ergiebigkeit der Grundwasserquellen zeigt eine sinkende Tendenz. Die Evaporation erreicht ihr Jahresoptimum.
- (d) *Der Herbstzyklus* steht im Zeichen der langdauernden, nicht so ausgiebigen Niederschläge wie der Sommerzyklus. Der Anteil der infiltrierten Wässer wird (relativ) höher als im Sommerzyklus. Infolge der sinkenden Tendenz der Temperatur wird auch die Evaporation niedriger.

Es ist offensichtlich, dass es sich keineswegs um (kalendarisch) gleich lange Zeitabschnitte handeln muss; entscheidend sind die *beständigen* (parametrisch ausdrückbaren) *Wirkungen* der beteiligten Faktoren. So wird der Winterzyklus in den Hochgebirgsgegenden viel länger sein, als in warmen Niederungen u. ä. Die Aufstellung der Zyklen soll sich auf die langjährigen statistischen Unterlagen stützen.

Nach diesen Erwägungen soll nun das Strukturmodell entworfen werden. Nehmen wir an, dass die Niederschläge (N) in zwei Komponenten geteilt werden können: (a) infiltrierte Wässer, die sich an der Zirkulierung der Grundwässer, und somit an der Ergiebigkeit der Grundwasserquellen beteiligen (Q), und (b) die übrigen Wässer (oberflächli-

cher Abfluss, Evaporation) die man als Abgang (A) bezeichnen kann; in Gleichung ausgedrückt:

$$N = A + Q$$

Nun geben wir anstatt N Symbol X; verschiedene Abgangsformen der Niederschläge (Abflüsse aller Art, verursacht durch verschiedene Bedingungen, wie morphologische Verhältnisse, Durchlässigkeit, oder Wasserstauung der Deckschichten u. ä.) als Abgangskoeffiziente von x, (Ax) und den Teil, der zur Anreicherung der Grundwässer, bzw. ihrer Quellen beiträgt, als y. Dann können wir die obere Gleichung schreiben:

$$X = Ax + y \quad (1)$$

Haben wir mehrere Quellsysteme, dann können wir diese Gleichung in folgender Form aufzeichnen:

$$\begin{aligned} x_1 &= a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 + \dots + a_{1n}x_n + y_1 \\ x_2 &= a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3 + \dots + a_{2n}x_n + y_2 \\ &\cdot \\ x_n &= a_{n1}x_1 + a_{n2}x_2 + a_{n3}x_3 + \dots + a_{nn}x_n + y_n \end{aligned} \quad (1a)$$

$$x = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \\ \cdot \\ x_n \end{pmatrix} \quad \text{Niederschlagsvektor} \quad y = \begin{pmatrix} y_1 \\ y_2 \\ y_3 \\ \cdot \\ y_n \end{pmatrix} \quad \text{Vektor der Grundwasserquellen}$$

und schliesslich die Matrix A

$$A = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} & a_{13} & a_{14} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & a_{23} & a_{24} & \dots & a_{2n} \\ a_{31} & a_{32} & a_{33} & a_{34} & \dots & a_{3n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{n1} & a_{n2} & a_{n3} & a_{n4} & \dots & a_{nn} \end{pmatrix}$$

ist eigentlich eine Strukturmatrix der Koeffizienten des direkten Abganges (jener Teil der Niederschlagswässer, der die Grundwassereirkulation des bestimmten Quellgebietes nicht bereichert, also die Abflüsse verschiedener Art, Evaporation u. ä.). Sie bietet uns ein Bild darüber, auf welche Faktoren wie hohe Anteile vom Gesamtabgang fallen.

Versuchen wir nun die Formel (1) in dem Sinne aufzuschreiben, dass die Grundwasserquellen (y) eigentlich die Differenz zwischen den Niederschlagsmengen (x) und den Abgängen (Ax) (im oberen Sinne) vorstellen, also

$$y = (x - Ax) = (I - A)x \quad (2)$$

Diese Formel kann für die Voraussagen der Grundwasserergiebigkeit verwendet werden, bei den bekannten (oder vermuteten) Niederschlagsmengen (x) und festgesetzten Abgangskoeffizienten (A). Transformieren wir nun die Formel (2) folgend:

$$x = (I - A)^{-1}y \quad (3)$$

und ersetzen  $(I - A)^{-1}$  (inverse Matrix der A-Koeffizienten) durch Symbol R, dann kann man die Gleichung (3) folgend schreiben

$$x = Ry \quad (4)$$

In dieser Gleichung ist die Matrix  $(I - A)^{-1}$ , bzw. R eigentlich eine Strukturmatrix, die auch folgend geschrieben werden kann:

$$R = \begin{pmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} & r_{14} & \dots & r_{1n} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} & r_{24} & \dots & r_{2n} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} & r_{34} & \dots & r_{3n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{n1} & r_{n2} & r_{n3} & r_{n4} & \dots & r_{nn} \end{pmatrix}$$

Sie bietet uns das Bild über die j-Verteilungskoeffizienten der Niederschlagswässer in i-tem Quellengebiet, oder über die Art des „Verbrauchs“ der Niederschläge (bezogen auf die Grundwasserquellen).

Im Zusammenhang mit diesen theoretischen Erwägungen wurde noch eine andere Möglichkeit der Anwendung mathematisch-statistischer Methoden in der Hydrogeologie erprobt, und zwar im Zusammenhang mit einigen Grundwasserquellen des kleinkarpatischen Raumes. Eine dieser Quellen — die Vajár-Quelle nimmt in dem kleinkarpatischen System — den hydrogeologischen Studien zufolge (vgl. Kullman 1967) eine eigenartige Stellung ein. Diese Tatsache konnte auch mit Hilfe der statistischen Berechnungen bestätigt werden. Während zwischen der Vajár-Quelle und einer anderen Quellengruppe der Korrelationskoeffizient nur sehr niedrig ist (0,2395), zeigt die Korrelation zweier anderen Quellengruppen in diesem Raume einen beträchtlich höheren wert (0,849).

Termín: Wildflyš

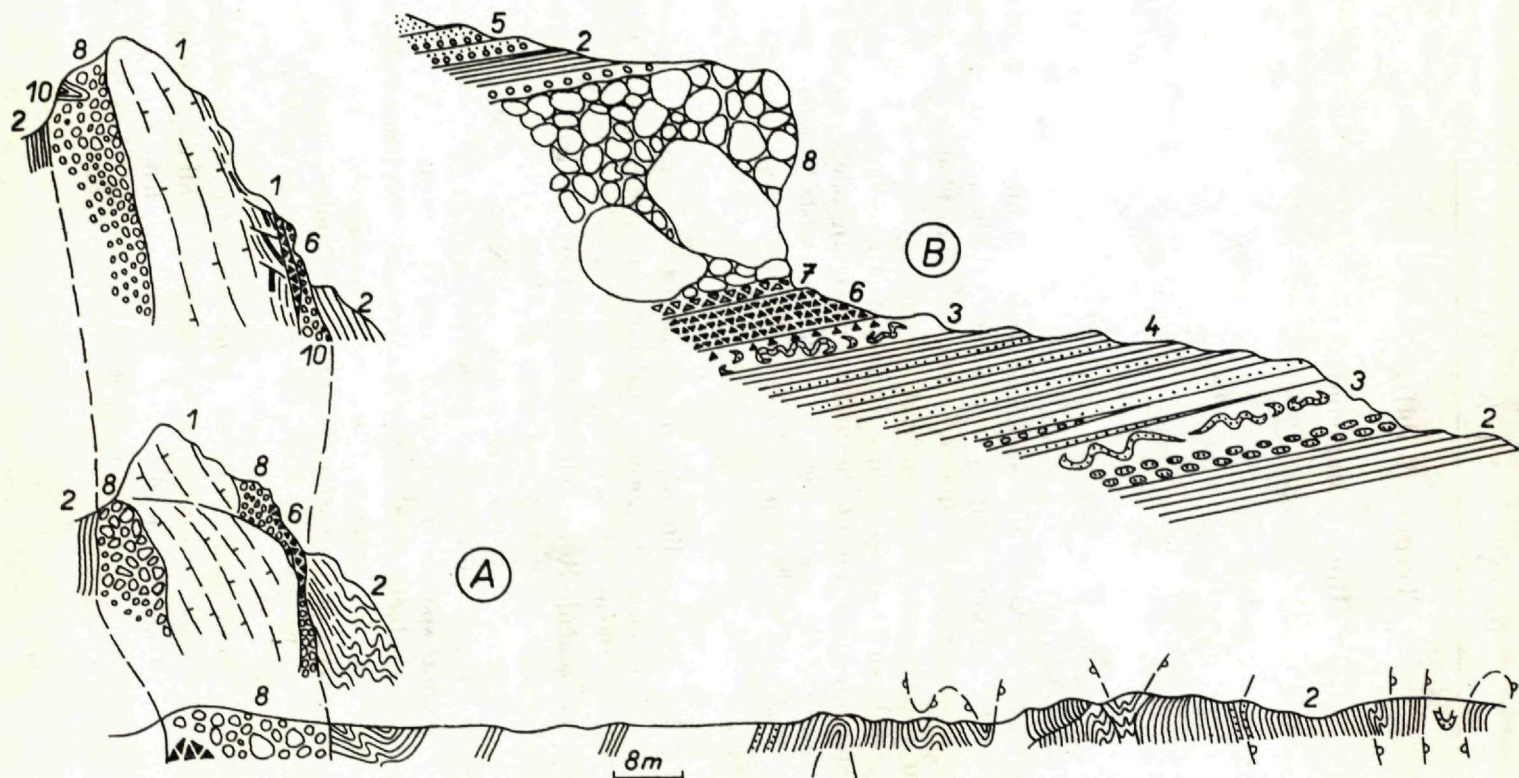
Robert Marschalko

Pod „wildflyšom“ rozumejú sa vo švajčiarskych Alpách brekciové a konglomerátové fácie s obrovskými blokmi a balvanmi exotických hornín. Sedimenty majú znaky podvodných sklzov a súčasne načas zrútených klifov, ulomených a sklznutých skál. Geneticky sa spájajú so vznikom kordilier, alebo s rastom príkrovov ako typická okrajová kordilierová fácia. Sú podmienené predorogénnymi pohybmi a existenciou tektonických podmorských svahov. Fácie wildflyša sa v poslednom desaťročí zistili v Karpatoch, Dinaridách, na Kaukaze i Urale. Z prístupných dát možno (bez ohľadu na stratigrafické začlenenie) wildflyš charakterizovať ako *morskú fáciu s gravitačnými distribučnými vzormi viazanú na okraj flyšových trógov a spojenú s drastickými diastrofickými fázami*.

Typy sedimentov

V prípade wildflyša ide o sedimenty, deponované gravitačným pohybom hmôt. Najcharakteristickejšie sú enormné bloky a balvany, tzv. exotiká, niekoľko m až niekoľko 100 m až 1000 m veľké o obsahu až 200 000 m<sup>3</sup>. Tieto sedimentárne bradlá označuje Beneo (1956) ako olistolity. Exotické bloky uprostred ílovcevej, resp. siltovcevej matrix sú zvyčajne zložené zo starších hornín ako okolité vrstvy. Napr. vo flyši centrálnych Karpát sú vo vrchno-eocénnych ílovcoch s planktonickými foraminiferami rozmiestnené v súvislom rade bloky triasových až spodnokriedových vápencov; v ultrahelvétskom príkrove stredného a západného Švajčiarska v eocénnych bridliciach bloky kryštalinika, mezozoických vápencov a habhernských granitov (Trümpy 1960). Zistila sa aj určitá postupnosť ukladania blokov: mladších pri spodu a najstarších pri vrchu wildflyšovej fácie: Lugeon (1916) ju označuje ako *diverticulation*.

Tieto staré horniny, ktoré ležali stratigraficky hlboko pod flyšovou panvou, boli tektonicky vyzdvihnuté. Exotiká sa preto často považovali za tektonické bradlá, ako napr. „vonkajšie bradlové pásmo“ magurského flyša na Morave; v miestach ich hromadného výskytu sa predpokladali rozsiahle tektonické ná-



Obr. 1. Olistolity v masíve Bucegi, východné Karpaty (podľa Patruliusa 1963): A — Gilma Ialomitei; B — z červených vápencov v údolí Scarburei. 1 — slienité a cephalopodové vápence kimeridžu; 2 — ílovcovo-pieskovcový flyš; 3 — sedimentárne sklzové deformácie; 4 — ílovcovo-pieskovcový flyš s vrstvami piesčitých vápencov; 5 — lavicovité pieskovce čiastočne s konglomerátmi; 6 — brekcie s úlomkami chloritických

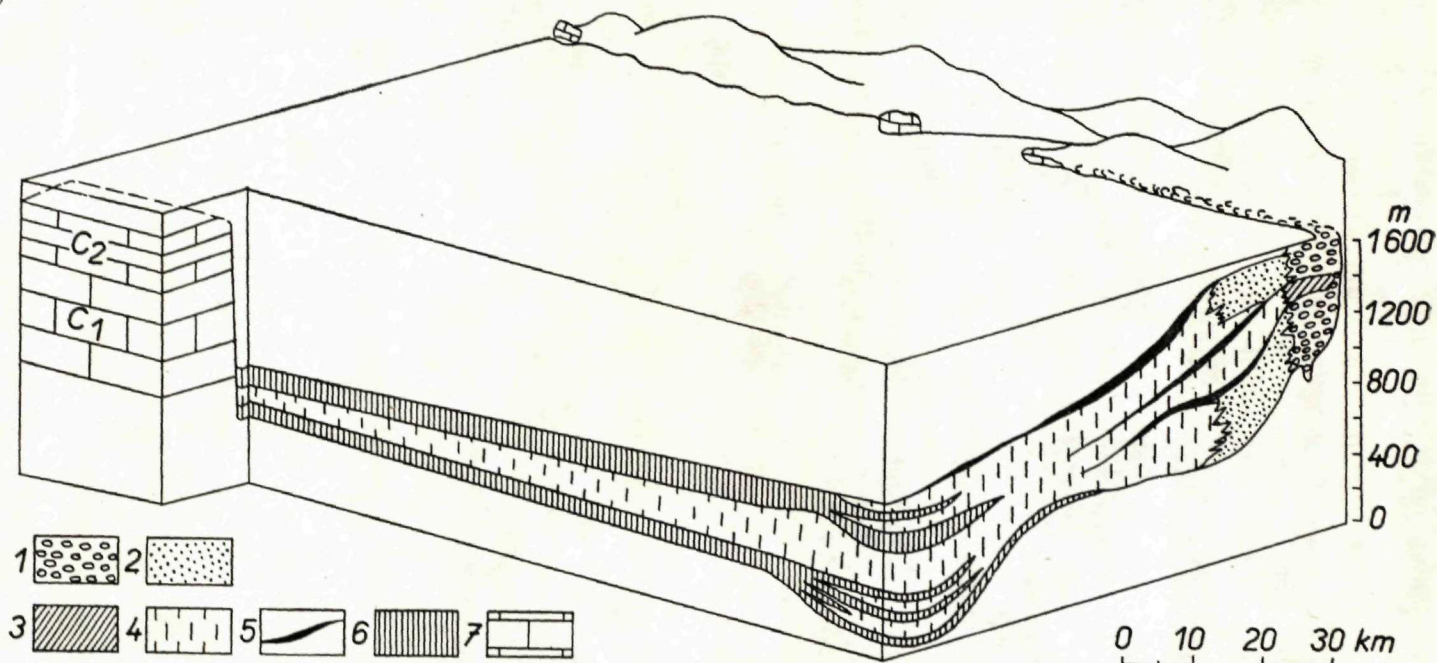
bridlic; 7 — brekcie a konglomeráty so strednojurskými vápencami; 8 — brekcie a megabrekcie s vápencami kimeridžu, titónu, albu, podradne s kríštalickými bridlicami; 9 — konglomeráty a brekcie s intraklastami ílovcovo-pieskovcového flyša; 10 — tiloidné konglomeráty s ílovcovou matrix (2—10) apt-spodný alb.

suny, ako v pásme olistolitov masívu Bucegi v rumunských Karpatoch (obr. 1). Poukazovalo sa najmä na sprievodné hrubé vrásky a zložité narušenie sedimentov (čo do tvaru a stavby). Sedimentologickou analýzou týchto štruktúr sa zistilo, že tieto deformácie sú syasedimentárneho, a nie tektonického pôvodu. Vznikali sklzávarím ucelených vrstevných sledov na prudko dvíhaných svahoch. Najpravdepodobnejšie vznikli pod vplyvom dopadu a úderu blokov. Exotické bloky wildflyša predstavujú teda heterogénne megabrekieie, ktoré vznikli zrútením a sklzávaním celých klifov, alebo i podvodným padaním skál zo strmých svahov do flyšového trógu.

Typickými doprovdnými horninami exotík sú simmiktity (Flint—Sanders—Rodgers 1960), známe tiež pod názvom *pebbles mudstones* (Crowell 1957), alebo *tilloidy*. Vytvárajú dobre mapovateľné, niekoľko dm až desiatky metrov mocné telesá, alebo skupiny telies uprostred ťavcov. Tieto netriedené polymiktné brekieie a konglomeráty pozostávajú z troch vzájomne premenlivých komponentov: (1) z tvrdých častíc, hlavne z valúnov a blokov exotík; (2) z plastických a semiplastických úlomkov (intraklastov) identických s okolitými horninami; (3) z pieskovecovo-ťavcovej matrix, v ktorej úlomky ležia voľne (je zložená zo 40—70 % ílu).

Ostrohranné bloky exotík a intraklasty chaoticky „plávajú“ v rôznych polohách vrstvy. Rozrušené a deformované útržky vrstiev naznačujú, že tieto sedimenty vznikli podvodnými tokmi bez spolupôsobenia masy turbulencie. Sedimentárne textúry naznačujú rôzne štádiá prechodu od sklzov až po turbiditné prúdy, v ktorých nastáva gradácia a triedenie. Zo simmiktitov centrálného flyša boli opísané obrovské ostrohranné ťavcové intraklasty staršie ako vrstvy ich obklopujúce. Vysvetľuje sa to tým, že bloky exotík sklzávajúce dolu svahom strhávali a erodovali svahy zložené z ťavcov rôzneho veku. Hlboké, exponované steny podmorských kaňónov mohli byť podtínané erodujúcimi tokmi a sklzmi nás. Rozsiahle sklzávanie sa deje po odlučných plochách zlomov pod morom. Rotačné plochy sklzových telies odrezali sedimenty rôzneho zloženia, veku a spevnenia.

Sklon svahu, po ktorom toky nás postupovali, bol rôzny. Chvorova (1961) na príklade uralského flyšového trógu dokázala, že veľkosť exotických blokov a intraklastov v simmiktitoch sa smerom k osi trogu postupne zmenšovala na vzdialenosť 30 km. Autorka predpokladá mierny sklon svahu (okolo 3°). Pri prudkých bočných sklonoch zalomených na styku s bazénovými fáciami sa sklzové telesá náhle zastavia a zaboria do nekonsolidovaných sérií v nevelkej vzdialenosti od zdroja. Deformácie sedimentu v podloží sklzov v mnohých flyšových bazénoch sú dôkazom rýchlej depozície po krátkych a prudkých sklonoch. Keď úklon svahov bol dlhšiu dobu stály a kvantum materiálu konštantné, potom akumulácie olistolitov a sklzov po stranách trógu dosiahli



Obr. 2. Blokdigram, ilustrujúci vzťahy facií naprieč i pozdĺž uralského flyšového bazénu v strednom karbone. Meridiálny bazén, 50–60 km široký, 1000 m hlboký, je na východe lemovaný vysokou súšou, so skalistým klifom a zálivmi. Šelfová zóna, až 13 km široká, bola pokrytá blokmi-valúnmi a v hlbšej časti pieskom, zriedka ílom a v období bez prínosu klastického materiálu organogénnymi vápencami. Na sklone bola sedimentácia ílov s vývojom wildflyša (megabrekcie kančerovskeho typu) a turbiditov. Wildflyš vznikol i tam, kde bol od pobrežia

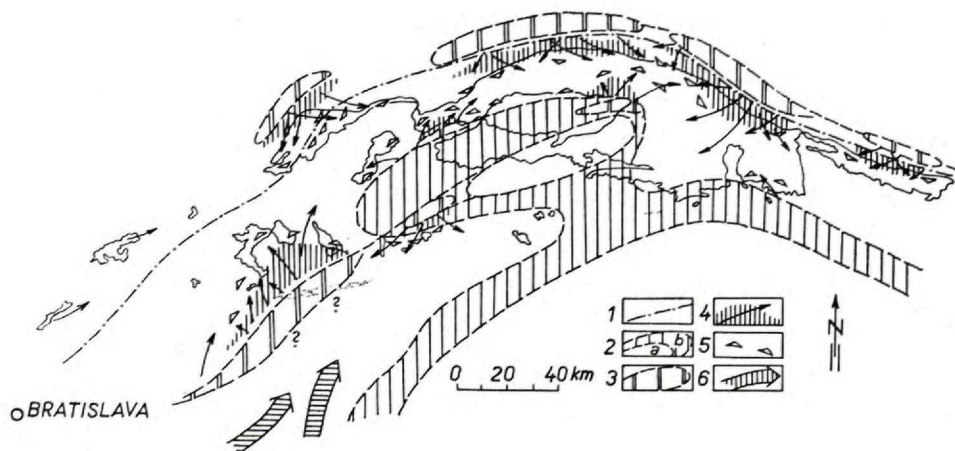
oddelený zónou pieskov. Kaňónové štádium nebolo vyvinuté. 1 – pieskovecovo-štrkovo-konglomerátový komplex; 2 – konglomerátovo-štrkovo-pieskovecový a ílovcovo-pieskovecový komplex (hlavne pieskovecový flyš); 3 – organogénne úlomkovité vápence a ílovce; 4 – flyšové komplexy; 5 – horizonty balvanovitých a ílovcových megabrekcii kančerovskeho typu (wild-flyš); 6 – vápencovo-ílovcový komplex zolotogorský; 7 – platforemné jemnozrnné oolitové organogénne vápence epikontinentálneho bazénu (podľa Chvorovej 1961).



veľkých mocností. Pre distribúciu facií typu wildflyša bola rozhodujúca rýchlosť zdvihu a tektonicko-seizmická aktivita svahov.

Nie stálym doprovným členom wildflyša sú fluxoturbidity (Dzulynski — Książkiewicz — Kuenen 1959), proximálne turbidity (Walker 1967) alebo žlabové uloženiny (Stanley 1967). Tvoria nepravidelné šošovky, vložky a mocnejšie akumulácie, 10 až mnoho 100 m hrubé, zložené z hrubozrnných pieskocov a pieskocových konglomerátov. Pre tieto sedimenty je charakteristický nepravidelný, často šošovkovitý pozdĺžny tvar telies, erozívne rozmyvy, zlé triedenie, alebo slabá gradácia a hrubá laminácia. Medzivrstevné fľovce sú slabo vyvinuté, alebo úplne chýbajú. Dôležitým znakom hrubozrnných pieskocov je nízky obsah fľovitej základnej hmoty a prítomnosť chemického cementu. Značná časť týchto vrstiev nevznikla cuspenznými kalovými prúdmi, ale je výsledkom „pieskotokov“ a „zvodnených sklzov“, ku ktorým dochádza v priebehu spontánneho stekutenia nestabilných depozít. Tomuto transportnému činiteľu, známemu zo strmých roklín podmorských kaňónov, sa pripisuje schopnosť transportovať materiál na ploché dno bazénov.

Fluxoturbidity súvisia s narastaním nestability na prudkých sklonoch;



Obr. 3. Príklad flyšového trógu, obkoleseného tektonicky vysoko aktívnymi zdrojmi. Šelfová zóna okolo nich bola úzka a kaňónové štádium vyvinuté. Sklony po stranách zdrojov boli prudké a sklzávanie prebiehalo tiež po odlučných plochách zlomov pod morom. V podloží sklonov sa vytvárali 250–400 m mocné prizmy a šošovky wildflyša, fluxoturbiditov a turbiditov. V osi trógu flyš s prevahou fľovcov. Flyš centrálnych Západných Karpát v spodnej časti priabónu (vrch. eocénu): 1 — línia rozšírenia západo-karpatského bloku pred zdvihom kordilier v lutéte; 2 — tektonicky stabilné pevniny (2a) so širokým šelfom pokrytým blokmi, valúnmi vápencov, v hlbšej časti pieskom (2b) a organogénnymi biostromami s numulitmi, s pektenidmi a pholadomyami; 3 — tektonicky aktívne bloky (kordiliery); 4 — marginálne faciie s vývojom wildflyša, fluxoturbiditov a turbiditov. Smer transportu; 5 — gradáčné brekiecie s organickými zvyškami (numulity, diskocykliny); 6 — komunikácia facií epikontinentálneho panónskeho mora (podľa Marschalka 1968).

preto sú dosť častým členom wildflyša na okraji kordilier. Z analýzy okrajových facií poľských Karpát vyplýva (Unrug 1963), že fluxoturbidity sa od vstupu rozširujú, vytvárajú vejárovité náplavové útvary a telesá s unimodálnym prúdovým vzorom. Zasahujú hlboko do bazénu, kde prechádzajú v turbidity.

Vo wildflyši je nápadná neprítomnosť organických sedimentov in situ, ako napr. biohermné koralové vápence v rastových formách, alebo biostromatické vápence numulitov, litotamnií a rias (bežné v transgresívnych útvaroch terciéru). Izolované bloky a útesy týchto vápencov a iné exotiká sú iba súčasťou olistolitov a sklzov. Rudistové útesy z vrchnokriedových zlepenčov bradlového pásma západných Karpát sú toho jedinečným príkladom. Spolahlivým ukazovateľom ich alochtónneho pôvodu sú pelagické intervaly ílovcov s planktonickou mikrofaunou, vložené medzi zlepenčové telesá. Ak gravitačné pohyby postihli voľne žijúce formy organizmov (numulity, lastúrniky) v litorálnych zónach, potom ich schránky sa podriaďujú podobne ako iné úlomky hydrodynamickým vlastnostiam toku.

Pelagické ílovcové sedimenty. U predošlých typov sedimentov išlo o rapídny bočný vstup hruboklastického materiálu do flyšového trógu. Exotiká, simmiktity a fluxoturbidity vytvárajú náplavy na báze sklonov. Ich telesá alternujú s flyšovými postupnosťami a s pelagickými ílmi s planktonickou mikrofaunou. Hrúbka pelagických intervalov medzi vrstvami bola často menšia ako priemer ílovcových intraklastov. To naznačuje, že pelagické fly sa ukladali aj na svahoch, po ktorých dochádzalo ku gravitačnému pohybu más.

### Wildflyš a osové faciie flyšového trógu

Vzťah wildflyša k osovým faciám sa v zvrásnených flyšových pásmach dá ťažko sledovať. Novonastupujúci orogén úplne rozrušil pôvodné zdroje i okolité faciie. Schémy týchto vzťahov načrtnuté v niekoľkých prácach sa dosť rozchádzajú. Zo základnej schémy, ktorá berie v úvahu intrageosynklinálny zdroj klastického materiálu, vyplýva prechod z faciie wildflyša, cez hrubý flyš do typického flyša v osi bazénu a subflyša. Zástancovia takého rozdelenia (Vassojevič 1951; Auboin 1965) tvrdia, že faciie v momente zaplňovania sú funkciou bočnej gradácie sedimentov a bariérového efektu. Preto nie jedna, ale celá generácia facií sa vytvára súčasne v procese depozície. Podľa toho flyš je zastúpený plytko- i hlbokovodnými faciami. Auboin, na rozdiel od Vassojeviča, neprpisuje rytmickú vrstevnatosť hypotetickej tektonickej pulzácie kordilier.

Podľa Kuenena (1958), E. Ten Haafa (1960) a iných, faciie flyša v osi bazénu sa vyvíjajú nezávisle od wildflyša. Za hlavný argument považujú

autori značné a rapídne litologické rozdiely medzi bočne derivovanými olistolitmi, simmiktitmi a drobnami, ktoré sa prstovite vkladajú do hrubých axiálnych turbiditových formácií. Tvrdia, že vo flyšových trógoch prevláda longitudinálny transport. Materiál, prinesený z vonkajších mimogeosynklinálnych zdrojov riekami na koniec trógu, bol kalovými prúdmi prenášaný mnoho 100 km po osi. Úloha vnútorných zdrojov je značne obmedzená a wildflyš predstavuje iba lokálnu fáciu.

Iná, zvlášť početná skupina v posledných rokoch (Scott 1966; Hubert 1967) predpokladá bočný vstup klastického materiálu enormnými sklzmi a bahnotkami kolmo na os bazénu. Neuznáva účinnosť axiálnych turbiditných prúdov; podľa nej v osi bazénu pôsobili dostatočne silné oceánske prúdy, ktoré z bokov prinášajú materiál rozplavovali do pozdĺžnych vzorov. Pri doterajšom stave sedimentologických výskumov flyša nemožno zodpovedne preferovať žiadnu z týchto schém.

### Wildflyš a orogén

Wildflyš ako typická okrajová fácia kordilier intímne súvisí s orogénom. Prítomnosť exotických blokov, vyzdvihnutých z hĺbky, rozrušovanie a pohlcovanie vlastných sedimentov (kanibalizmus geosynklinál) sú znaky nástupu drastických orogenetických zmien počas vzniku a vývoja flyšového cyklu. Klasická idea, že čelá embrionálnych príkrovov sa pri ďalšom posune ulamujú a vytvárajú v čelnej predhĺbine asymetrické fácie wildflyša, nebola novšie preukázaná (Hsu 1950; Trümpy 1960). Naopak, tvrdí sa, že wildflyš vznikal súčasne (alebo striedavo) po oboch stranách trógov (Vassojevič 1951).

Intrageosynklinálne zdroje mali tvar blokov, obmedzených hlbokými zlomami. Ich výzdvih v niektorých trógoch sa dial po starých zdedených štruktúrnych pásmach (Marschalko 1968), alebo bol na nich nezávislý. Hlboké synsedimentárne zlomy na okraji zdrojov hrali významnú úlohu pri tvorení wildflyša. Oživovali činnosť gravitačných pohybov a podmieňovali vývoj asymetrického profilu po stranách trógov. Nemôžeme vylúčiť, že pri aktivizácii týchto okrajových tektonických zón dochádzalo k sklzávaniu sedimentárneho obalu a k vzniku gravitačných vrás menších rozmerov.

Nielen intenzita zdvihu, veľkosť a usporiadanie zdrojov boli dôležité pre vznik wildflyša, ale aj rozmiestnenie, veľkosť a tvar trógov. U niektorých veľmi úzkych trógov, situovaných medzi rozsiahlymi mobilnými tektonickými pásmami a kratónom sa vytvorili priaznivé podmienky pre vznik hrubých sérií wildflyša (Chvorova 1961). V iných trógoch vznikol wildflyš v mieste ich náhleho zalomenia (Murgeanu & al. 1963). Z poľských schém (Książskie-wicz 1960; Dzulynski — Slaczka 1959) zas vyplýva, že i keď intrageosynklinálne zdroje dodávali materiál do prilahlých pozdĺžnych trógov, pravý wildflyš

sa netvoril. V najjužnejšom, centrálnokarpatskom trógu, ktorý sa pridalo po kriedovom orogéne k predošlým, vznikali po krátku dobu rozsahom nevelké fácie wildflyša po okraji malých interných zdrojov (Marschalko 1968). Z tohto krátkeho prehľadu európskych príkladov vyplýva, že tvar a charakter wildflyša závisí predovšetkým na mobilite trógov, ktoré sa utvárajú na rôznych fundamentoch.

#### LITERATÚRA

- [1] Aubouin J., 1965: Geosynclines. Developments in geotectonics I. Elsevier, 335. — [2] Beneo E., 1956: Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell' Appennino centrale e frane sottomarine. Boll. Serv. Geol. Italia, 78, 291—321. — [3] Chvorova I. V., 1961: Fliševaja i nižnemolassovaja formacii južnogo Urala. Trudy Geol. Inst. ANUSSR, 37, 352 p. — [4] Crowell J. C., 1957: Origin of pebbly mudstones. Bull. Geol. Soc. Am., 68, 993—1009. — [5] Dzulynski S. — Książkiewicz M. — Kuenen Ph. H., 1959: Turbidites in flysch of the polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1089—1118. — [6] Dzulynski S. — Słaczka A., 1959: Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian flysch). Ann. Soc. Geol. Pologne, 28,3, 205—260. — [7] Flint R. F. — Sanders J. E. & Rodger J., 1960: Diamictite, a substitute term for symmictite. Geol. Soc. America Bull. 71, 1809—1810. — [8] Hsu K. J., 1960: Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetie flysch basins. Switzerland. Bull. Geol. Soc. Am., 71, 577—610. — [9] Hubert J. F., 1967: Sedimentology of Prealpine flysch sequences, Switzerland. Jour. Sediment Petrol. 37,3, 885—807. — [10] Książkiewicz M., 1960: Outline of the paleogeography in the Polish flysch Carpathians. Trav. Serv. Géol. Pologne, 30,2, 236—249. — [11] Kuenen Ph. H., 1958: Problems concerning source and transportation of flysch sediments. Geol. Mijnbouw, 20, 329—339. — [12] Lugeon M., 1916: Sur l' origine des block exotiques du flysch préalpin. Eclogae Geol. Helvetiae, 16, 97—102. — [13] Marschalko R., 1964: Sedimentary structures and paleocurrents in the marginal lithofacies of the Central Carpathian flysch. In: A. H. Bouma and A. Brouwer (editors), Turbidites, Elsevier, 106—126. — [14] Marschalko R., 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of Central West Carpathians, Geol. Zborník, Geologica Carpathica, XIX, 1, 69—94. — [15] Murgeanu G. — Patrulius D. — Contescu L. — Jipa D. — Mihailescu N. — Panin N., 1963: Stratigraphie et sédimentogenése des terrains crétaée dans la partie interne de la courbure des Carpates. Comm. Scient. II-éme Sect. Stratigraphie, 31—58. — [16] Patrulius D., 1963: Les olistolithes du massif des Bucegi (Carpates Orientales). Comm. Scient. II-éme Sect. Stratigraphie, 129—146. — [17] Scott K. M., 1966: Sedimentology and dispersal pattern of a cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, Southern Chile. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 50,1, 72—107. — [18] Stanley D. J., 1967: Comparing patterns of sedimentation in some modern and ancient submarine canyons. Earth Plan. Sci. Lett. 3, 371—380. — [19] Trümpy R., 1960: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Am. 71, 843—908. — [20] Unrug R., 1963: Istebna beds- a fluxoturbidite formation in the Carpathian flysch. Ann. Soc. Géol. Pologne, 33, 1, 49—92. — [21] Vassojevič N. B., 1951: Les conditions de la formation du Flysch. Gostoptechizdat, 240 p. — [22] Walker R. G., 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Jour. Sediment. Petrol. 37,1, 25—43.

## Term: Wildflysch

Robert Marschalko

The term Wildflysch indicates — in Swiss Alps — breccia and conglomerate facies with enormous blocks and boulders of exotic rocks. The sediments have the characteristics of subaqueous slides, and sometimes collapsed cliffs, fragmented and slided stones. These are genetically connected with the rise of cordillera or with the advancing of nappes — as a typical marginal cordillera facies. They are due to pre-Oroge movements, and to the existence of tectonic submarine slopes. The facies of Wildflysch have been found — in the course of the last ten years — in Carpathians, Dinarides, Caucasus and Ural. On the ground of available descriptions and data (without respect to stratigraphical appurtenance), Wildflysch may be characterized as a marine facies with gravity distributional patterns, bound to the margin of the Flysch troughs, and connected with drastic diastrophic phases.

### Types of Sediments

In the case of Wildflysch the question is in sediments deposited by gravity mass movements. Most characteristic are enormous blocks, the so-called exotics, several to 100—1000 m large, of as much as 200 000 m<sup>3</sup> volume. Beno (1956) used the term olistholites for these sedimentary klippen. Exotic blocks amidst claystone or siltstone matrix are — as a rule — composed of rocks older than the — surrounding beds. E. g. in the Flysch of Central Carpathians, in the Upper—Eocene claystones with planktonic Foraminifera there are — in a continuous row — distributed blocks of Triassic to Lower-Gretaceous limestones; in ultrahelvetic nappe of central and western Switzerland, in Eocene shales — blocks of crystalline, of Mesozoic limestones and Habkern granite (Trümpy 1960). Gradual deposition of blocks was found, too. Younger blocks at the bottom, oldest at the top of the Wildflysch facies. The latter was described as diverticulation by Lugeon (1916).

These old rocks, resting stratigraphically deep below the Flysch basin, were tectonically uplifted. This is why the exotics were frequently considered tectonic klippen, as e. g. „outer klippen zone” of the Magura Flysch in Moravia. In the places of mass occurrence of exotics, extensive thrust faults planes were supposed to exist, as e. g. in the zone of olistholites of the massif Bucegi in Roumanian Carpathians (Fig. 1). Especially the accompanying thick folds and complicated intraformational disturbances of sediments as to their shape and structure, were pointed out. Sedimentological analysis of these structures showed the syndimentary (not tectonic) origin of the deformations. They were due to the sliding of whole bed sequence on abruptly uplifted slopes. Most probably, their origin was due to the fall and brush of these blocks. The exotic blocks of Wildflysch represent thus heterogeneous megabreccia, that were due to collapsing and sliding of whole cliffs and/or due to subaqueous rockfall from the steep flanks into the Flysch troughs.

Typical accompanying rocks of the exotics are simmictites (Flint—Sanders—Rodgers 1960), known as *pebble mudstones* (Crowell 1957) or *tilloids*. They form well mapable bodies, several dm to several ten m thick, or groups of bodies among claystones. These unsorted polymict breccia and conglomerates consist of three mutually altering components: (1) of hard particles, especially of pebbles and blocks of the exotics, (2) of plastic and semi-plastic fragments (intraclasts) identical with the surrounding rocks, (3) of sandstone—claystone matrix including loose fragments (the matrix consisting

of 40–70 % of clay). Angular blocks of the exotics and intraclasts are chaotically „floating” in different levels of the bed. The disturbed and deformed fragments of beds indicate that these sediments are due to the subaqueous mass flows without the participation of turbulence. Sedimentary structures indicate different stages of transition from slides to turbidity currents in which grading and sorting took place. As for simmictites of the Central Carpathian Flysch (Marschalko 1964), large angular claystone intraclasts were described, older than the surrounding beds. It may be explained by the fact, that the blocks of sliding exotics sloughed and eroded simultaneously the slopes composed of claystones of different age. Deep exposed walls of submarine canyons might have been undercut by eroding flows and sliding masses. Extensive sliding passed along submarine fault scarps. Rotational slide cut off sediments of different composition, age and stage of lithification. The slope, along which the subaqueous mass movements took place, was different.

Chvorova (1961) pointed out to the example of the Uralian Flysch trough, where the size of exotic blocks and intraclasts in simmictites was gradually decreasing in direction to the axis of the trough (Fig. 2) to the distance of 30 km. The authoress supposed moderate slope (about 3°). In case of steep lateral slopes curved at the contact with the basin lithofacies, the slide bodies are suddenly retarding and sinking an unconsolidated series, not far from the source. Sedimentary deformations in the substratum of slides in numerous Flysch basins indicate rapid deposition along steep slopes. In case the slope was stable for a longer time, and the amount of material was constant, the accumulations of olistholites and slides along the flanks of troughs reached great thickness. For the distribution of facies of the Wildflysch type, rate of uplift and tectonic-seismic slope activity were decisive.

Fluxoturbidites (Dżulyński—Książkiewicz—Kuenen 1959) or proximal turbidites (Walker 1967) or channelized deposits (Stanley 1967) are not the constant accompanying constituents of Wildflysch. They form irregular lenses, intercalated beds and thicker accumulations, ten to several hundred m thick, composed of coarsegrained sandstones and sandy conglomerates. These sediments are characterized by irregular, frequently lenticular elongated shape of bodies, erosive channels, poor sorting, poor grading and coarse lamination. Clay intercalations are weak or missing. An important characteristics of coarsegrained sandstones is the low content of clay matrix and the presence of chemical cement. The major part of these beds is not the result of deposition from turbulent suspension but of cohesiveless sandflows and watery slides that took place in the process of spontaneous liquefaction of metastable deposits. This transport mechanism known from steep gullies of submarine canyons is ascribed the ability of transporting material on the flat bottoms of basins.

Fluxoturbidites are connected with the increase of instability of steep slopes, they are therefore frequent, sometimes regular constituents of Wildflysch at the margins of cordillera. The analysis of marginal facies in Polish Carpathians (Unrug 1963) showed that fluxoturbidites were extended near entrance, forming fanlike apron forms and bodies with unimodal current pattern. They reach deep into the basin where they may pass down into turbidites.

In Wildflysch there is striking absence of organic sediments in situ as e. g. bioherm coral limestones in growth position or biostromatic, nummulitic, lithotamnia and algal limestones, frequent in transgressive formations of Alpine—Carpathian realm. Isolated blocks and „reefs” of the limestones, and other exotics are only the components of olistholites and slides. Rudist reefs of the Upper—Cretaceous conglomerates of the Klippen belt in West Carpathians represent an exceptional example of that. Pelagic intervals of claysto-

nes with planktonic microfauna, intercalated among conglomerate bodies are the reliable proof of the allochthonous origin of the former. If gravity mass movements affected freely existing forms of organisms (Nummulites, Mollusca) in littoral zones, then the shells of these were accommodated to hydrodynamical properties of the flow — as well as other fragments.

Pelagic claystone sediments. In the preceding types of sediments the questions was in rapid lateral filling of coarseclastic material into the Flysch trough. Exotics, simmictites and fluxoturbidites formed apron on the foot of slopes. Their bodies alternate with the Flysch sequences and with pelagic sediments including planktonic microfauna. The thickness of pelagic clay intervals among beds was usually lower than diameter of the claystone intraclasts. This means that pelagic clays were also deposited on slopes along which the gravity mass movements took place.

### Wildflysch and Axial Facies of Flysch Trough

It is difficult to follow the relation of Wildflysch to axial facies in folded Flysch belts. The coming orogene completely disturbed original sources zones and the surrounding facies. The schemes of these relations, outlined in several works, are rather disagreeing. The basic scheme considering intrageosynclinal source of clastic material, indicates transition from the facies of Wildflysch through coarse Flysch into typical Flysch into the axis of the basin and subflysch. The authors of this division (Vassojevič 1951; Auboin 1965) stressed the fact that the facies — in the moment of filling — were the function of lateral grading of sediments and barrier effect. This is why not one — but a whole generation of facies is formed simultaneously in deposition process. Consequently, the Flysch is represented by shallow-water as well as deep-water facies. Auboin — in difference from Vassojevič — does not ascribe the rhythmical stratification to the hypothetical tectonic pulsation of cordillera.

According to Kuenen (1958) and others, the Flysch facies in the axis of basin developed independently of Wildflysch. These authors find the main proof of the fact in considerable rapid lithological differences among laterally derived olistholites, simmictites and graywackes, interfingering into thick axial turbidite formations. The same authors suppose predominance of longitudinal filling in Flysch trough. The material transported by rivers from outer extrageosynclinal sources to the end of trough, was transported by turbidity currents many hundred of km along the axis. The rôle of intrageosynclinal sources is considerably limited, and Wildflysch represents only a local facies.

Another group of authors, especially numerous in the last years (Scott 1966; Hubert 1967) suppose lateral filling of clastic material by enormous slides and mudflows laterally to the axis of basin. They do not admit the activity of axial turbidity currents. According to the opinion of these authors — in the axis of basin sufficiently strong ocean currents were active, transporting material from lateral sources into longitudinal patterns. The present state of sedimentological investigations of Flysch does not allow preferring of any of these schemes.

### Wildflysch and Orogene

Wildflysch as a typical marginal facies of cordillera is in close connection with orogene. The presence of exotic blocks uplifted from depth, tectonic disturbance and absorbing of sediments proper (canibalism of geosynclines) — these are indications of the start of

drastic orogenetic changes in the time of the rise and development of the Flysch cycle. The classical idea about the fronts of embryonic nappes being broken off in the course of advancing, and forming asymmetrical facies of Wildflysch in „foredeep”, was not supported by later works (Trümpy 1960; Hsu 1960). On the contrary, Wildflysch arose simultaneously and/or alternately on both sides of troughs (Vassojevič 1951). Intraegeosynclinal sources had the form of blocks — faulted terranes. Uplift of these in some troughs took place over old inherited fault zones (Marschalko 1968) or was independent of them. An important rôle in the forming of Wildflysch was played by deep synsedimentary faults at the margins of sources. The faults revived the activity of gravity mass movements and conditioned the development of asymmetrical profile on the flanks of troughs. The sliding of the sedimentary cover, and the rise of gravitational folds in the time of activation of marginal zone of faults cannot be, however, excluded. Not only intenseness of uplift, size, and arrangement of sources, but also distribution, size and shape of troughs were important for the rise of Wildflysch. In some extremely narrow troughs situated between extensive mobile belts and craton, suitable conditions for the forming of thick series of Wildflysch were created (Chvorova 1961). In other troughs Wildflysch arose on their abrupt bending (Murgeanu and coll. 1963). The Polish schemes (Książkiewicz 1960; Dżulyński — Słaczka 1959) offer the supposition that although intraegeosynclinal sources might have supplied material into adjacent longitudinal troughs, no actual Wildflysch was formed there. In the most southern Central Carpathian trough — added to the preceding ones after the Cretaceous orogene — arose some Wildflysch facies along the margins of smaller internal sources (Fig. 3), for a certain time.

The brief survey of the European examples shows that the shape and character of Wildflysch depend first of all upon the mobility of troughs formed on different fundaments.

#### Explanatory Notes to Figures.

Fig. 1. Olistholites in the massif Bucegi, East Carpathians (according to Patruşius 1963). Gilma Ialomitei; B. of red limestones in the valley of Scarburei. 1. Marly and Cephalopod Cimeric limestones. 2. Claystone-sandstone Flysch. 3. Sedimentary slide deformations. 4. Claystone-sandstone Flysch with sandy limestones. 5. Sandstone banks, partly including conglomerates. 6. Breccia including fragments of chloritic schists. 7. Breccia and conglomerates including Middle-Jurassic limestones. 8. Breccia and megabreccia with limestones of Cimeric, Tithonian, Albian, partly including crystalline shales. 9. Conglomerates and breccia with megaintraclasts of claystone-sandstone Flysch. 10. Tilloid conglomerates with claystone matrix. (2—10). Aptian-Lower Albian.

Fig. 2. Blockdiagram illustrating the relations of facies across and along Uralian Flysch basin in Middle Carboniferous. Meridional basin, 50—60 km wide, 1000 m deep is fringed with high and wide mountainrange with rocky cliff and bays in the east. Shelf zone maximum 13 km wide, was covered by blocks, pebbles, in deeper part — by sand, rarely by clay; in the time of no transport of clastic material — by organogene limestones. On the slope there was sedimentation of clays, Wildflysch (megabreccia of Kančerov type), and turbidites. Wildflysch also arose on places divided by the zone of sands from coast. No canyon stage developed there. 1. Sandstone-gravel conglomerate complex. 2. Conglomerate-gravel-sandstone and claystone-sandstone complex (mainly sandstone Flysch). 3. Organogene fragmentary limestones and claystones. 4. Flysch complexes. 5. Horizons of bouldery and claystone megabreccia of Kančerov type (Wildflysch). 6. Limestone-claystone complex of Zolota Gora. 7. Platform fine-grained oolitic organogene limestones of epicontinental basin (according to Chvorova 1961).

Fig. 3. Example of Flysch trough surrounded by tectonically highly active sources. Shelf zone around the former was narrow, with developed canyon stage. Steep slopes



of troughs, sliding passed also over submarine scarps. On the base of slopes 250—400 m thick prism, lenses of Wildflysch, fluxoturbidites and turbidites were formed. In the trough axis — Flysch with claystone predominating. Flysch of Central West Carpathians in the lower part of Priabonian (Upper Eocene). 1. Line of the extension of West-Carpathian block before the uplift of cordillera in Lutetian. 2. Tectonically stable lands (2a) with wide shelf covered by blocks, pebbles of limestones, in deeper part—with sand (2b) and by organogene biostromes with Nummulites, Pectenides and Pholadomya. 3. Tectonically active blocks (cordillera). 4. Marginal facies with development of Wildflysch, fluxoturbidites and transport direction. 5. Graded breccia with organic remnants (Nummulites, Discocyclus). 6. Communication of facies of epicontinental Pannonian sea (Marchalko 1968).

## Predbežné výsledky peľovej analýzy z červenozeme v okolí Milanoviec a Čermáne

Eva Planderová

Materiál z červenozeme z okolia Milanoviec a Čermáne som dostala od dr. Vaškoveho. Vzorky boli starostlivo a husto odberané, takže po použití HF ako maceračnej metódy som získala pomerne bohatý peľový obraz. Výskyty peľov v podobných vzorkách sú pomernou vzácnosťou, lebo hornina je veľmi zvetraná, červená a málo nádejná na zachovanie organických zvyškov. Určovanie peľov bolo len kvalitatívne, lebo v žiadnom preparáte sa nenašlo viac ako 20—30 kusov sporomorf. Peľový obraz je nasledovný: spóry húb, *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Sphagnum*, *Cyatheaceae*, *Pteris*, *Pinus typ Haploxyylon*, *Pinus silvestris*, *Cupressaceae*, *Betula*, *Alnus*, *Carya*, *Fagus*, *Quercus*, *Corylus*, *Pterocarya*, *Typha*, *Chenopodiaceae*, *Eleagnus*, NAP, útržky rias, planktón.

Ako vidno, zväčša sú zastúpené chladnomilnejšie typy, ktoré sa u nás vyskytovali aj po zaľadnení; ale rody *Carya*, *Castanea* a *Rhus* sa podľa viacerých autorov vyskytovali len po prvé zaľadnenie. Zaujímavé je porovnanie s výsledkami palynologických analýz Reina (1955) z najmladšieho pliocénu a kvartéru, ktorý tu našiel obdobnú flóru z reuneru a tegeliénu. Výskyt rodu *Castanea* spomína s otáznikom z tegeliénu a predpokladá, že sa tam dostal preplavením. Rod *Carya* sa podľa neho ešte v tegeliéne vyskytuje. Lona (1950) uvádza rod *Carya* z donau II a günz III, *Castanea* však z kvartéru neuvádza. Papp (1959) pripúšťa možnosť výskytu rodu *Castanea* aj v tegeliéne.

Na základe vlastných analýz a týchto porovnaní usudzujem, že červenozem je vekove zhodná s hranicou pliocén-kvartér; rozhodne je mladšia ako kolárovska formácia. Najskôr prichádza do úvahy reuner až tegelién, v žiadnom prípade cromerien. Vrstvy červenozeme budú palynologicky podrobnejšie študované.

[1] Klaus W., 1959: Die Palynologie als stratigraphische Methode im Tertiär. In A. Papp, 1959: Tertiär. — [2] Lona F., 1950: Contititiale stonic della vegetazione. Atti della Soc. Sc. Nat. Muzea cinica vol. 89/III—IV. — [3] Rein U., 1955: Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Nordwestdeutschland. Eiszeitalter und Gegenwart.

## Možnosti stanovenia veku fosílnych pôd vrchného pleistocénu na území Západných Karpát rádiouhlíkovou metódou

E. Vaškovská—J. Chrapan

Použitie rádiouhlíkovej metódy v kvartérnej geológii stáva sa stále aktuálnejším, o čom svedčí množstvo laboratórií, uvádzajúcich rádiouhlíkové dáta (Serebriannyj 1961, 1965), ktorých počet vo svete je vyše 50. Ide predovšetkým o laboratória v Amerike (cca 20 laboratórií), v Austrálii (asi 5 laboratórií), v Ázii (1 laboratórium v Tokiu) a v Európe (asi 25 laboratórií), z ktorých najvýznamnejšie je v Groningene (Holandsko). Každé laboratórium uverejňuje svoje výsledky pod vlastným medzinárodne dohodnutým indexom, s vlastnými číslami analýz.

Problematickou rádiouhlíkovej metódy a možnosťou jej využitia zaoberali sa na konferenciách v USA (1954, 1956) a v Holandsku (1959). Na konferencii v USA roku 1956 bola dohodnutá forma publikovania výsledkov rádiouhlíkových dát v časopisoch „Science” a „Nature”. Neskôr na konferencii v Groningene (1959) bolo dohodnuté vydávať ročenku s uvádzaním rádiouhlíkových dát „Radiocarbon supplement” pri „American Journal of Science”.

Výsledky z jednotlivých laboratórií sa vzťahovali k rôznym normálom. Konferencia roku 1962 zaviedla jednotnú hodnotu pre poločas rozpadu izotopu  $C^{14}$  ( $T_{1/2} = 5730 \pm 40$  r.; Godwin 1962).

V ČSSR sa zatiaľ žiadne laboratórium nezaoberalo stanovovaním veku kvartérnych sedimentov rádiouhlíkovou metódou. Základy pre takéto laboratórium sa položili na Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave, kde sme sa zamerali na prácu s odberom a predbežným výberom geologických vzoriek, vhodných pre datovanie pomocou  $C^{14}$ . Vlastné fyzikálne merania sa robia aparátúrou na Katedre jadrovej fyziky PF UK v Bratislave, ktorá pozostáva z proporcionálneho počítača tieneneho obalovým počítačom v anti-koincencii. Oba počítače sú umiestnené v kryte, ktorý pozostáva z vrstvy 2 cm Hg a 10 cm Pb. Pracovná náplň počítača je  $CO_2$ ; získava sa splynením analyzovanej vzorky. Proces splyňovania a čistenia, ako aj vlastnú meraciu aparátúru opisujú Chrapan — Chudý — Šeliga — Vaškovská (1967). Pri

dnešnom stave meracej aparatúry možno datovať vzorky do veku 35 000 rokov. V prvom štádiu spolupráce s odd. kvartéru GÚDŠ sa mali jednak zistiť možnosti použitia tejto aparatúry pri výskume kvartérnych sedimentov v karpatských oblastiach, a hlavne overiť získané údaje datovania v tomto laboratóriu.

Pre tieto účely sme odobrali 2 vzorky fosílnych pôd z rôznych geologických celkov, ale rovnakého veku, a 1 vzorku zo staršej pôdy, ktorej vek bol už stanovený predtým v laboratóriu Akadémie vied ZSSR v Moskve.

Hlavným problémom po odobratí vzoriek v teréne (10–15 kg) bol výber vhodnej metodiky pri príprave extraktu tak, aby sa čo najviac vylúčil vplyv omladzujúcich faktorov pri stanovení veku, resp. aby sa získal čo najčistejší extrakt pre analýzu (Čičagova — Levitan 1966; naša vďaka patrí V. Dvončovi za starostlivú prípravu extraktov). Vzorky boli odobrané z fosílnych pôd würmského interstadiálu; prvá zo sprašového komplexu z risskej terasy Dunaja (lokalita Jurský Chlm), druhá zo sprašového komplexu na ľavom brehu rieky Váhu (lokalita Moravany pri Piešťanoch), tretia vzorka z územia Ruskej roviny (mikulinská fosilna pôda).

Vek fosilnej pôdy würmského interstadiálu z okolia Jurského Chlma bol stanovený na  $22\,000 \pm 2\,200$  rokov, u fosilnej pôdy analogického veku z okolia Moravan  $23\,000 \pm 2\,300$  rokov.

Mikulinská pôda je staršia ako 35 000 rokov, čiže jej vek presahuje terajšie možnosti použiteľnej aparatúry. Zistený vek potvrdzuje skutočnosť, že ide o pôdu staršiu ako predošlé vzorky.

Tieto predbežné výsledky a to veľmi blízke dáta dvoch pôd rovnakého veku zo vzdialených území a starší vek extraktu R/W interglaciálnej pôdy naznačujú možnosť použitia tejto metódy pri výskume vrchnopleistocénnych, resp. holocénnych sedimentov.

#### Literatúra

- [1] Čičagova O. A. — Levitan D. G., 1966: Opyt primeneniya radiouglerodnogo metoda dlia opredeleniya vozrasta počv. IAN ZSSR, Moskva. — [2] Godwin H., 1962: Half-life of radiocarbon. Nature 195, 984. — [3] Chrapan J. — Chudý M. — Šeliga M. — Vaškovská E., 1967: Dátovanie kvartéru na základe rádiokarbónu. Rukopis; Archív PF UK Bratislava. — [4] Serebriannyj L. R., 1961: Radiouglerodnyj metod. IAN ZSSR, Moskva. — [5] Serebriannyj L. R., 1965: Primenenie radiouglerodnogo metoda v četvertičnojj geologii. Nauka, Moskva. — [6] Chrapan J. — Chudý M. — Oravec J. — Povinec G. — Šári Š. — Šeliga M. — Dvonč V. — Schmidt Z. — Vaškovská E., 1968: Zariadenie pre rádiouhlíkové datovanie a jeho použitie pri štúdiu pleistocénnych a holocénnych sedimentov. Jaderná energia No 8. — [7] Vaškovská E. — Chrapan J., 1968: Prvé výsledky stanovenia veku fosílnych pôd vrchného pleistocénu rádiouhlíkovou metódou v oblasti Západných Karpát. Rukopis; archív GÚDŠ (správa za rok 1967), Bratislava.

**Geologická stavba a štruktúrno-tektonické pomery  
rudných oblastí Lang Hít a Cho Dien  
(Vietnamská demokratická republika)**

Vyhľadávanie nerastných surovín vo Vietnamskej demokratickej republike sme spojili so zostavením geologických máp a štúdiom tektonických a štruktúrnych pomerov územia v okolí jednotlivých rudných rajónov, menovite Lang Hítu a Cho Dienu. Ako podklad nám slúžili hlavne geologické mapy v mierke 1 : 500 000 a 1 : 200 000.

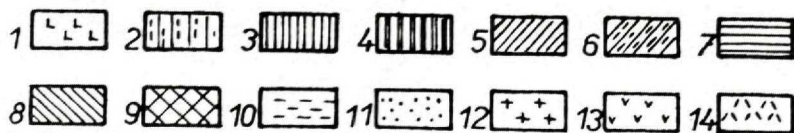
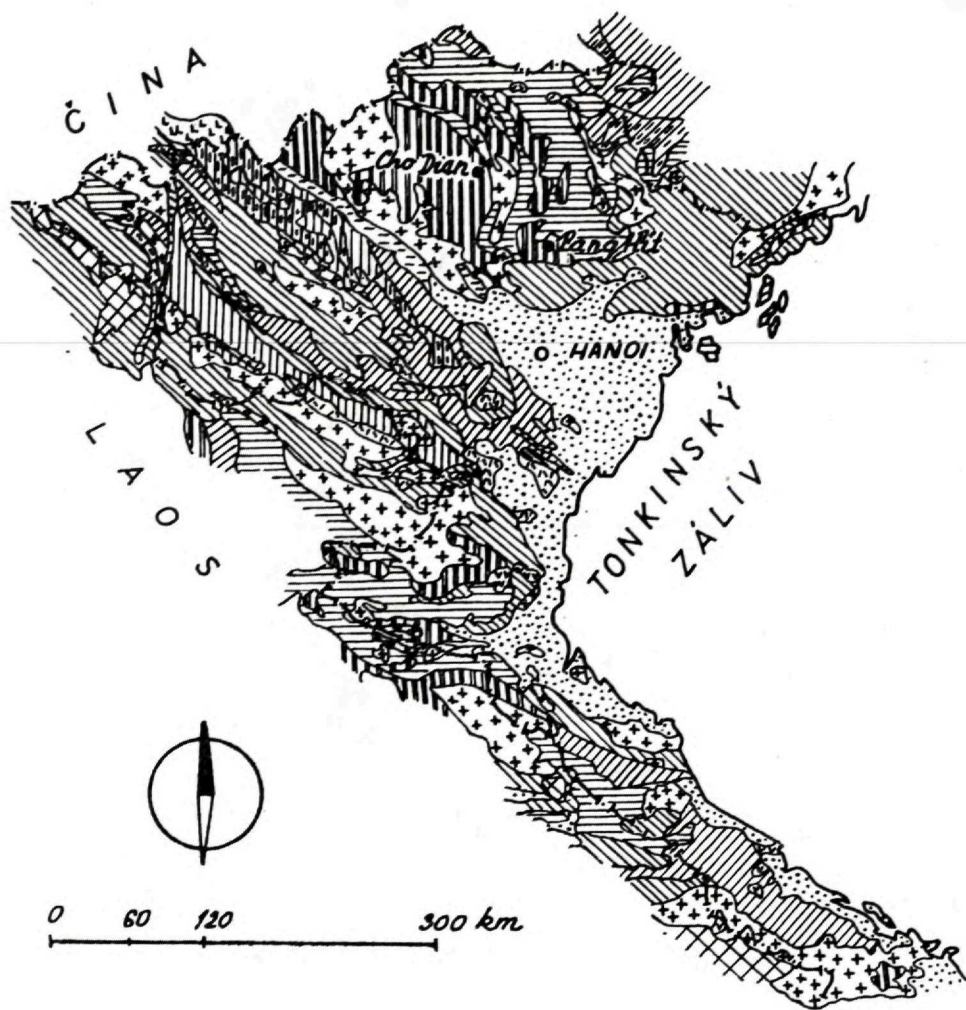
Geologické problémy vo Vietname študovali viacerí autori: v severnej a centrálnej časti Vietnamu napr. Fromaget (1927—1952), centrálnu a východnú časť Patte (1927—1934), JV časť Vietnamu Sourin (1935) a SV časť Bouret (1922). Ložiskové problémy v centrálnej a severnej časti Vietnamu riešili Jacob (1921—1932) a Blondel (1932). Detailné štúdie z oblasti geológie, stratigrafie a paleontológie pochádzajú od radu ďalších autorov, citovaných v texte, alebo v literatúre. Fromaget (1952) rozdelil územie Vietnamu z hľadiska stratigrafického a tektonického na 5 komplexov: predtonkinidy (archaikum-proterozoikum), tonkinidy (kambrium a ordovik), anamidy (devón-spodný karbón), indosinidy (karbón-stredný trias) a himalaidy (vrchný trias-kvartér). Na stavbe rudnej oblasti Lang Hít sa podieľa komplex tonkiníd až indosiníd, rudnej oblasti Cho Dien komplex predtonkiníd, tonkiníd a anamid.

**Rudná oblasť Lang Hít**

Širšie okolie Pb-Zn ložísk v oblasti Lang Hítu s rudnými rajónami Mo Ba a Xa Loung budujú horniny ordoviku, devónu (Depret 1941), permokarbónu a triasu (Fromaget 1933). Horniny permokarbónu nepredstavujú autochtónny celok, ale prináležia mohutnému príkrovu Čiernej rieky (Song Da).

Najspodnejším známym stratigrafickým členom v rudnej oblasti Lang Hítu je ordovik, zastúpený horninami neritickej fácie geosynklinálneho vývoja. Ide o žltkasté a ružovkasté pieskovce a kremence so súvislejšími polohami ružových a slienitých vápencov, hnedastých i piesčitých bridlíc.

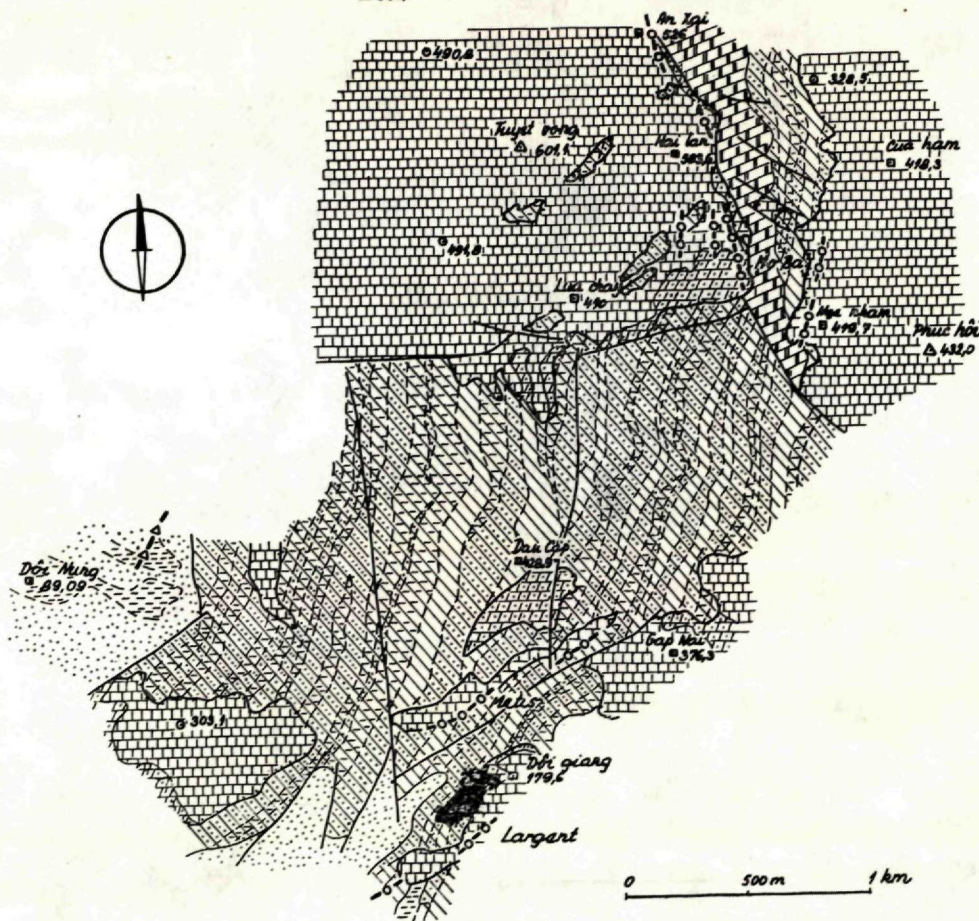
Devón vystupuje v oblasti Mo Ba v iných faciálnych vývojjoch, ako v oblasti Xa Loungu, kde sa nachádzajú bazálnejšie členy zastúpené čiernymi bridlicami a bridličnatými vápencami. Medzi nimi sa nachádzajú i polohy ružových vápencov. V oblasti Mo Ba ide o vyššie členy devónu, zastúpené čiernymi kremencami a čiernymi lyditmi.



Obr. 1. Geologická skica severnej časti Vietnamu. 1 – archaikum, 2 – kambrium, 3 – proterozoikum-paleozoikum, 4 – paleozoikum, 5 – devón, 6 – karbón, 7 – perm, 8 – trias, 9 – krieda, 10 – terciér, 11 – kvartér, 12 – granity, 13 – efuzíva terciéru, 14 – bazalty.

Permokarbón vytvára v študovanej oblasti súvislejšie trosky, ktoré sú vovrásnené do podložných staropaleozoických útvarov. Ide o komplex vápencov, na báze drobno až strednozrnných piesčitých; vyššie nasledujú vápen-

Lang hit  
 Δ 636,7



Obr. 2. Geologická mapa rudnej oblasti Lang Hít. 1 — kremence, pieskovce, 2 — piesčité vápence, 3 — bridlice a piesčité bridlice, (1–3 silúr), 4 — kremence a lydity (devón), 5 — piesčité vápence, 6 — bituminózne vápence (5–6 permokarbón), 7 — bridlice, 8 — kremité pieskovce (7–8 trias), 9 — Ba-zrudnenie, 10 — Pb-Zn ložiská, 11 — tektonická línia, 12 — plochy nasunutia.

ce drobnozrnne až kompaktné. Piesčité vápence sú lavicovité, svetlošedé, vyššie polohy tmavošedé až čierne, miestami bituminózne, tenkolavicovité. Vo vyšších polohách sa nachádzajú i masívne, čiastočne mramorizované vápence. V oblasti Lang Hítu má tento vápencový komplex všade rovnaký litologický sled vrstiev.

V rudnom rajóne Xa Loungu sa nachádza ostrovček ryolitových tufov,

uložených na sedimentoch devónu. Ich stratigrafickú príslušnosť nemožno presnejšie určiť, lebo k výlevom ryolitov podľa Fromageta (1941) došlo jednak medzi moskovom a uralopermom, jednak v triase. Juhovýchodne od tohto územia ryolity zastupujú stredný trias. Ryolitové tufy v našom území patria najskôr triasovému vulkanizmu. Z ostatných členov triasu spomenieme pestrofarebné pieskovce a bridlice. Prevládajú prevažne červené pieskovce so železitým tmelom. Podľa Fromageta (1941) ide o vrchný trias, vyvinutý v neritickej fácií. Neďaleko mapovaného územia (odkryv v ceste Mo Ba—Xa Loung) vystupujú na báze týchto sedimentov arkózy a hrubozrnné pieskovce, uložené transgresívne na horninách staršieho paleozoika (silúru i devónu). Nad nimi sú fialové, šedé, žlté bridličnaté pieskovce so syngenetickými polohami hematitu. Tento kompletnejší vývoj vrchného triasu je známy južne od Lang Hítu. V oblasti Mo Ba sú sedimenty triasu bez Fe zrudnenia, sú však prestúpené hydrotermálnou žilou barytu.

### Štruktúrno-tektonické pomery

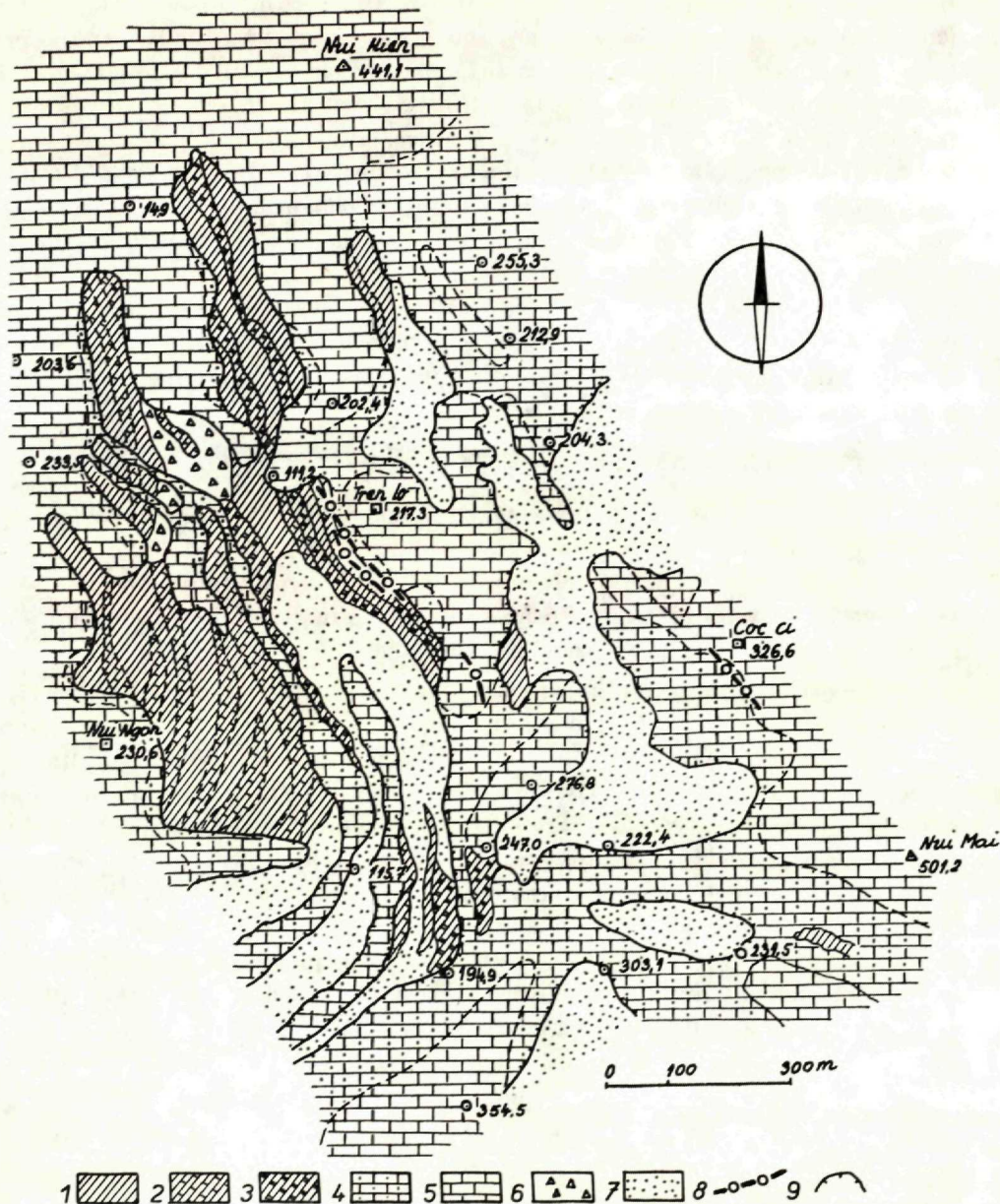
V mapovanom území sú zastúpené takmer všetky tektonické jednotky s niektorými členmi útvarov, a to z tonkiníd ordovik, z anamíd devón, z indosiníd permokarbón a trias. Východne od Lang Hítu vystupuje i himalajský komplex, ktorý reprezentujú jazerné sedimenty s lignitom. Tieto horniny nie sú porušené vrásnením, sú uložené horizontálne.

Horniny silúru postihla kaledónska fáza vrásnenia (Fromaget 1937), v priebehu ktorej sa v širšom okolí nášho územia vytvorili horské pásma s vrásami prevrátenými k západu a SZ. V našom území boli pôvodné sedimentárne štruktúry (vrstevnatosť) so SV priebehom týmto vrásnením silno narušené a vytvorila sa vrásová stavba, vrstevná bridličnatosť, klivážne plochy prebiehajúce paralelne s osami vrás a ďalšie štruktúrne elementy. Pomerne slabo sú vyvinuté lineárne štruktúry, najvýraznejšie u sedimentov flovitej povahy. Osí vrás majú v južnej časti SV priebeh ( $30^\circ$ ) s miernym úklonom k severu (max.  $15^\circ$ ). V severnejšej časti sa stáčajú viac k severu až k SZ ( $350-10^\circ$ ) a ich úklon je strmší. Severná časť územia je súvislejšie prikrýta karbonátovým súvrstvom, kým v južnej časti tvoria vápence len ostrovkovitú útižky, v priebehu mladších orogenetických procesov zvrásnené spolu s podložím.

Smerný priebeh osí je zväčša zhodný s vrstevnou bridličnatosťou. Klivážne plochy majú rôzny úklon vov zřahu k osovej ploche, hlavne plochy orientované k SZ. Stálejší úklon majú plochy orientované k JV; tie sú i strmšie (úklon až  $60^\circ$ , u miernejších prevažne  $30^\circ$ ; obr. 6, 8).

Z puklinových systémov prevládajú hlavne *ac* pukliny so strmými úklonmi k SZ i k JV ( $75-90^\circ$ ); výrazné sú i *bc* pukliny (obr. 10).

Kým v bridličnatých súvrstviach je výraznejšia vrásová stavba, u masív-



Obr. 3. Geologická mapa okolia ložiska Xa Luong. 1 — čierne bridlice, 2 — tmavé bridličnaté vápence, 3 — ružové vápence (devón ?), 4 — piesčité vápence, 5 — svetlošedé vápence (permokarbón), 6 — tufty ryolit 7 — červené pieskovce (trias), 8 — priebeh Pb-Zn zrudnenia, 9 — plocha násunu.



nejších hornín, hlavne u kremencov a pieskovecov, sa uplatnila viac zlomová tektonika. Ide buď o zlomy smerné, alebo priečne (vo vzťahu k vrásovej stavbe), ktoré vznikli pri pôsobení tangenciálnych pohybov.

Tektonická jednotka anamíd vznikla počas hercynského vrásnenia, ktoré sa v severnej časti Vietnamu podľa Fromageta (1934) odohralo vo vrchnom devóne. V ostatných častiach Vietnamu jednotlivé fázy hercynských orogentických pochodov boli aktívne až do triasu.

V študovanom území je devón súčasťou zvrásneného oblúka I. stupňa (oblúk Bac Son). Vrstevné štruktúry majú tu SZ-JV priebeh, ktorý sa v južnej časti oblasti Xa Loungu stáča k JZ. Po vyvrásnení a zbridličenatí hornín novovytvorené štruktúry nadobudli SV smer. Horniny devónu tvoria v mapovanom území len úzke pruhy. Preto nebolo možné detailnejšie sledovať vzájomné vzťahy jednotlivých štruktúrnych elementov.

V oblasti Mo Ba sú známe dve vrásové štruktúry, narušené mladšími priečnymi zlomami. V oblasti Xa Loungu je vrásová stavba menej výrazná. Čierne bridlice a bridličnaté vápence sú strmo uklonené k SZ i JV. Masívnejšie polohy vápencov sú drvené v tektonické brekcie. U ílovitých bridlic detailným prevrásnením a zbridličenatím vznikli stebelnaté štruktúry.

Karbonátové súvrstvie permokarbónu, ktoré tu má príkrovovú stavbu, tektonicky prináleží komplexu indosiníd. K príkrovovej stavbe došlo v priebehu vrásnenia, ktoré je asi staršie, ako vrásnenie himalajské (Jacob 1921). Pozdejšie Patte (1927) zistil, že zvrásnené horninové súvrstvie s faunou nóru tvorí podložie rétu. Na tomto základe zaradil vrásnenie na počiatok rétu. Horizontálne uloženie sedimentov rétu na zvrásnených stredno a vrchnotriasových súvrstviach sa zistilo na viacerých miestach severného Vietnamu. Na základe toho Fromaget (1933) považuje najintenzívnejšiu fázu indosinidského vrásnenia za vrchnotriasovú. Toto vrásnenie vytvorilo veľmi zložitú štruktúru prevrátených vrás a násuny o rôznych amplitúdach. K najväčším príkrovom zloženým z uralopermských a triasových vápencov patrí príkrov Čiernej rieky cca 400 km dlhý a 70 až 100 km široký (Sourin—Fromaget 1936).

V našom území v rudnej oblasti Lang Hítu je príkrov budovaný rôzne mocnou masou vápencov. Zo štruktúrnych prvkov boli u týchto hornín sledované plošné štruktúry (obr. 7, 9), hlavne bridličnatosť, lineárne prvky a pukliny, a to v súvislosti s riešením priebehu rudných ťahov. Tieto štruktúrne prvky boli sledované u rudných rajónov Metis, Mo Ba a Xa Loung. U bridličnatosti prevláda SV priebeh s pomerne strmým úklonom k SZ ( $60^\circ$ ). Menej výrazné sú smery SV — JZ s miernym úklonom k SV ( $15^\circ$ ). U vrásových štruktúr úklon bridličnatosti na JV krídle má pomerne široký rozptyl ( $5-60^\circ$ ), SZ krídlo rozptyl menší ( $30-60^\circ$ ), pričom maximum sa pohybuje okolo  $60^\circ$ .

Pukliny a trhliny vytvárajú niekoľko systémov, z ktorých prevládajú *ac* pukliny systému, avšak pre zrudnenie majú podstatný význam štruktúrne deformácie prebiehajúce viac-menej paralelne s *bc* puklinami.

K indosinidskej tektonickej jednotke prináležia aj sedimenty triasu, ktoré v oblasti Xa Loungu sú tektonicky silne porušené, takže jednotlivé štruktúrne elementy nebolo u nich možné sledovať. V oblasti Lang Hítu trias vytvára štruktúrnu eleváciu, ktorej os má SV-JZ smer so strmým úklonom krídiel vrás. Mimo bridličnatosti, ktorá smerne sleduje osovú plochu štruktúrnej elevácie, zistila sa i mladšia bridličnatosť SZ-JV smeru.

Najmladšia tektonická jednotka, prislúchajúca už k himalaidám, vystupuje východne od mapovaného územia a reprezentujú ju lagúnne sedimenty s lignitom. Ako už bolo spomenuté, tieto horniny nie sú takmer zbridličnatené.

#### Vzťah zrudnenia k štruktúrnym prvkom

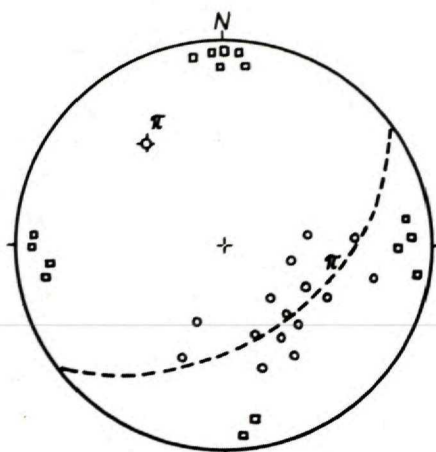
Pb-Zn ložiská a ďalšie výskyty v rudnej oblasti Lang Hítu môžeme zaradiť k hydrotermálne-metasomatickému typu zrudnenia so širokou impregnačnou aureólou, ktorá sa výraznejšie prejavuje hlavne na ložisku Xa Loung. Na jednotlivých výskytoch v tejto oblasti (Metis, Mo Ba, An Xai, Largent, Nge nham) vystupujú jednak žily pravé, ktoré prerážajú podložný horninový komplex staršieho paleozoika i nadložné karbonátové súvrstvie permokarbónu, jednak telesá ložné, sledujúce úklon vrstevnej bridličnatosti vápencov. Tento typ prevláda u nadložných vápencových súvrství.

Rudnú výplň tvoria jednak minerály primárnej zóny, jednak zóny oxidickej, intenzívne vyvinutej na ložisku Xa Loung. Z primárnych rudných minerálov sa tu nachádza: pyrit, galenit, sfalerit, geokronit a bournonit, v zóne oxidickej smithsonit, cerussit, willemite, berthierit, valentinit, hematit a limonit. Z nerudných minerálov sú zastúpené: kremeň, kalcit a ragonit (Hašler 1956). Zo stopových prvkov v sfalerite je Cd a Ge zastúpený ako izomorfná prímies. Tieto prvky sa nachádzajú i v karbonátoch ako heterogénna prímies.

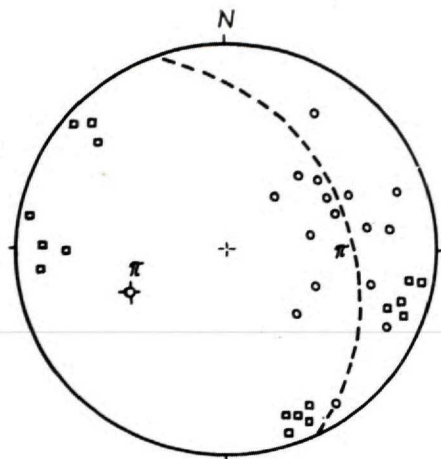
Na ložisku Metis sa nachádza v rudnej výplni jemnozrnná liatinovošedá komplexná rudnina, zložená podľa Hašlera (1. c.) z galenitu, geokronitu, bournonitu a sfaleritu. Primárne rudy patria do stredno a nízkotemperovaného štádia zrudnenia.

V rudnej oblasti Lang Hít môžeme pozorovať dva systémy smerov, ktoré zrudnenie sleduje, a to SV-JZ a SZ-JV. Prvý sleduje zrudnenie na rudných výskytoch Metis, Largent a pri kóte Nge nham. SZ priebeh sleduje zrudnenie na Mo Ba a An Xai. Obidva systémy rudných ťahov vystupujú na kontakte karbonátového súvrstvia permokarbónu so starším paleozoikom, do ktorého je vovrásnený, alebo v jeho blízkosti.

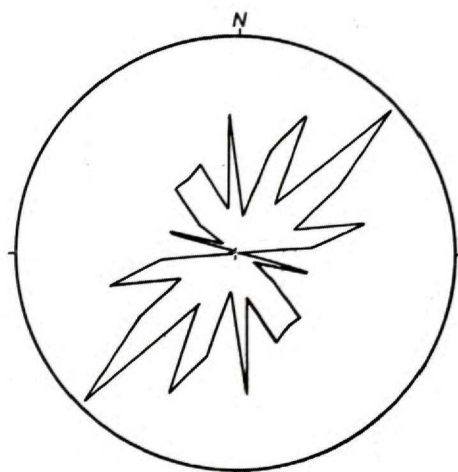
Pri detailnejšom štúdiu štruktúrneho plánu oblasti vo vzťahu k rudným



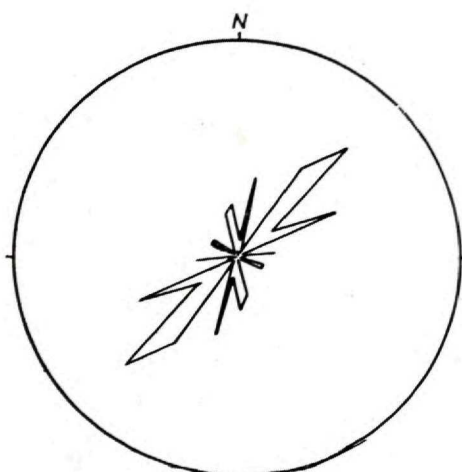
Obr. 4. Lang Hít — úsekový tektonogram rudného rajónu S od Mo Ba; krúžky — póly s-plôch s oblúkom, štvorčeky pukliny.



Obr. 5. Lang Hít, úsekový tektonogram obl. Z od Mo Ba (vysv. ako obr. 4)



Obr. 6. Ružicový diagram bridličnatosti detrit. súvrstvia rud. oblasti Lang Hít.



Obr. 7. Ružicový diagram bridličnatosti vo vápencoch v okolí ložiska Mo Ba.

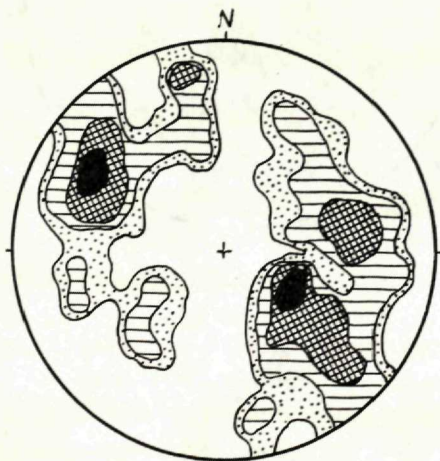
výskytom sme zistili, že priebeh mineralizačných procesov bol ovplyvnený staršou štruktúrnou stavbou, vytvorenou kaledónskym vrásnením i štruktúrami alpského vrásnenia. U starších štruktúr smery žilných ťahov sledujú generálny priebeh vrstevnej bridličnatosti (systémov SV i SZ smeru). Hercýnske štruktúry prebiehajú priečne k vrstevnej bridličnatosti starších štruktúr. Alpské štruktúry, hlavne čelá príkrovu vovrásnené do podložja najintenzívnejšie ovplyvnili prenikanie hydrotermálnych roztokov v smere vertikálnom

i po plochách vrstevnej bridličnatosti. Kým u omladených starších štruktúr vznikali prevažne žilné typy zrudnenia, menej typy impregnačné (Mo Ba, štolňa č. 9 a 11), alpínske štruktúry podmienili skôr vznik ložných telies hydrotermálne-metasomatického charakteru. U omladených kaledónskych štruktúr priaznivé pre zrudnenie boli klivážne plochy strmých úklonov ( $60-80^\circ$ ) a bc pukliny, vo vápencoch permokarbónu poruchy smerné, na ktorých sa vyvinuli i ložiská žilného typu s prejavmi metasomatózy (ložisko Metis a Mo Ba, štolne č. 1, 3, 5) i vrstevná bridličnatosť miernych úklonov ( $5-15^\circ$ ) s ložiskami hniezdového typu (Mo Ba, štolňa č. 2, 4, 6, 8). Jednotlivé hniezda dosahujú značných rozmerov (šírka  $15-30$  m, dĺžka  $50-80$  m). V niektorých prípadoch u ložísk šošovkovitého typu vertikálne poruchy nie sú zrudnené. Možno však v ich okolí pozorovať prejavy hydrotermálnych premien, napr. prekryštalizovanie vápencov a slabé impregnačné prejavy, u bituminózných vápencov i určité vybielenie.

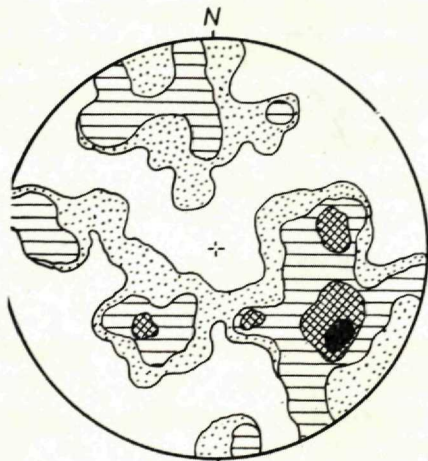
Na charakter mineralizácie do určitej miery mala vplyv i povaha hornín. V horninách, kde prevládajú klastické sedimenty nad karbonátmi (piesčité vápence) alebo kde zrudnenie prebiehalo v pieskovecoch a kremencoch, prevláda Pb mineralizácia nad Zn. Zrudnenie je doprevádzané žilným kremeňom.

Mimo primárnych ložísk sa v tejto rudnej oblasti nachádzajú i ložiská sekundárne (Nghe nham, An Xai), kde oxidická časť žilnej výplne bola premiestnená v dôsledku pôsobenia atmosferických činiteľov do skrasovatených dutín vápencov permokarbónu.

Na ložisku Xa Loung smerný priebeh žíl sleduje naloženie alpínskych štruktúr



Obr. 8. Lang Hít — súborný tektonogram detrit. súvrstvia; 185 pólav S' plôch (0-1-3-5-7 %), 2 maximá vrásvej stavby, vergencia k JV (silúr).



Obr. 9. Lang Hít, súhrnný tektonogram vápencového súvrstvia; 152 pólav s'' plôch (0-1-3-5-7 %), 1 maximum, 3 submaximá (permokarbón).

na hereýnske, ktoré v tejto časti územia prebiehajú zhodne aj so staršími kaledónskymi štruktúrami. Ide o žilno-impregnačný typ zrudnenia. Rudný fah sleduje vrstevnú bridličnatosť a prebieha na kontakte vápencov s bridlicami. Zrudnenie je doprevádzané širokým pásom hydrotermálnych premien, kde hlavne bridlice sú zmenené a rozložené v ílovité horniny.

Z primárnych minerálov na ložisku sa nachádza galenit a sfalerit. V oxidačnej zóne sa zistil smithsonit, willemit, cerussit a limonit (Hašler 1956). Pb-Zn zrudnenie na rozdiel od oblasti Mo Ba, i keď vystupuje v blízkosti vápencového komplexu permokarbónu, nie je metasomatického typu, ale ide len o slabšie impregnácie. Vo vápencovom komplexe permokarbónu boli zistené menšie rudné výskyty hydrotermálne-metasomatického typu, sledujúce poruchy paralelné so staršími štruktúrami.

Toto zrudnenie je mladšie ako stredný trias; nachádza sa totiž i v ryolitoch, zastupujúcich stredný trias. Ryolity sú postihnuté silnou dislokačnou metamorfózou a na dislokačných plochách východne od ložiska Xa Loung možno pozorovať impregnácie až žilky Pb-Zn rúd.

Hydrotermálne roztoky môžu byť produktom magmatogénnych procesov, ktoré podmienili vznik mikrogranitov. Tieto kyslé granitoidné horniny prenikajú tiež cez ryolity.

### Rudná oblasť Cho Dien

Širšie okolie Pb-Zn ložiska Cho Dien tvorí jednak kryštalickej masív, jednak detriticko-karbonátové súvrstvie ako stratigraficky vyšší člen tohto masívu. V kryštalickej masíve vyčlenil Sourin (1935) v centrálnej časti Vietnamu sériu archaickú, huronskú a kaledónsku.

Zo staršieho paleozoika, v ktorom sú už faunisticky preukázané jednotlivé útvary (Fromaget 1934, 1937; Depra 1941) v tejto oblasti vystupuje ordovik, gotland a spodnejšie členy devónu.

Litolicky má komplex pestré zloženie. Nad kryštalickejmi bridlicami proterozoika ležia sericitické a piesčité bridlice s grafitickými polohami. Nad nimi



Obr. 10. Tektonogram orientácie puklín v oblasti Lang Hít; 390 meraní (0-1-3-4-5 %).

vystupuje súvrstvie kremencov a potom čierne bridličnaté vápence, ktoré sa striedajú so sericitickými bridlicami. Nad nimi sú polohy vápenatých brekcií, prechádzajúcich v biele kryštalické až mramorizované vápence. Pozične vyššie sú prekremenené, silne drvené horniny, najskôr tektonity ryolitov alebo mikrogranitov, nad ktorými je komplex metamorfovaných hornín (amfibolitové bridlice, ruly, rohovce) a mramorizované vápence s volastonitom. Najvyššiu polohu tvoria bridlice arkózového charakteru so sericitizovanými živcami. Depra (1941) k spodnému ordoviku zaraďuje kremence svetložltej farby, k strednému ordoviku niektoré polohy čiernych bridlíc a kryštalických vápencov, ku gotlandu ďalšie polohy vápencov, slienitých bridlíc a piesčitých vápencov. Za devón sa považuje bridličnato-vápencové súvrstvie s polohami dolomitov.

V rudnej oblasti Cho Dien je horninový komplex budovaný prevažne karbonátmi s polohami zloženými z detritického materiálu. Ílovito-piesčité a slienito-piesčité bridlice sú epimetamorfované, vápence miestami silne prekryštalizované a zmenené až v mramory. V celom profile tejto oblasti sa striedajú mocnejšie polohy vápencov, dolomitických vápencov a dolomitov so sericitickými, sericiticko-chloritickými a chloritickými bridlicami. Východne od rudného ložiska Deo An je tento komplex v tektonickom styku s podložným piesčito-bridličnatým súvrstvom, ktoré má odlišnú štruktúrnu stavbu a prináleží najskôr staršej tektonickej jednotke.

Sericitické bridlice pozostávajú z kremeňa, šupiniek sericitu a miestami i z lupienok muskovitu, ktorý vytvára niekde i agregáty. Sericitické bridlice majú prevažne lepidoblastickú i jemnozrnnú granoblastickú štruktúru. V blízkosti kremenných žíl, prerážajúcich sericitické bridlice (západne od Bopenu) sú v hornine i výrastlice živcov a základná hmota je kaolinizovaná. Štruktúra tejto horniny je porfyrická.

Chloritické bridlice prevládajú v blízkosti ložísk Man a Source. Popri šupinatom chlorite, ktorý vznikol najskôr dynamometamorfózou, môžeme v bridliciach a v bridličnatých vápencoch pozorovať zrnká chloritu, geneticky asi späté s hydrotermálnymi premenami. Okrem toho je hornina poprestupovaná aj sieťou kremenných žiliek.

Výrazná sericitizácia a chloritizácia sa prejavuje i na plochách lavicovitých vápencov, u ktorých ťažko určiť pôvodnú štruktúru. Vápence sú drobno až stredne zrnité, ale táto zrnitosť je zväčša druhotná a vznikla ich prekryštalizovaním. Biele stredno až hrubozrnné kryštalické vápence nachádzajú sa v oblasti Deo An, v severnej časti v okolí Xan Thich a Binh Chai, menšie polohy i severne od Ban Thi. Kryštalické vápence, ktoré možno pozorovať i pozdĺž cesty vedúcej na Phia Kao, majú odlišnú štruktúru a textúru. Tmavšie pružky pôvodnej horniny sa striedajú so svetlejšími, prekryštalizovanými polohami.

Pásková textúra sa miestami stráca a hornina je zložená len z bielych kryštálov kalcitu. V oblasti osady Bo Luong biele kryštáliky kalcitu netvoria súvislé pásy, ale oká až 0,5 cm veľké, usmernené do prúžkov (hornina má vzhľad okatej ruly). Biele kryštalické vápence vytvárajú i horizontálne polohy (niekoľko m) a ležia medzi slabo prekryštalizovanými vápencami.

### Štruktúrno-tektonické pomery

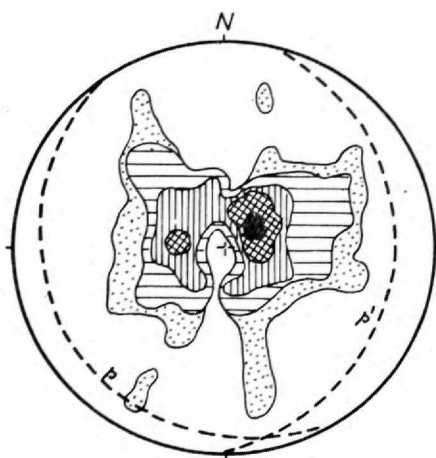
Východne od mapovaného územia vystupuje starší, najskôr predtonkinnidský komplex, budovaný horninami kryštalínika. Vo vlastnom mapovanom území nie je horninový komplex stratigraficky rozčlenený; v širšom okolí je budovaný ordovikom, gotlandom a spodnejšími stupňami devónu. V detriticko-karbonátovom súvrství sa nezistili štruktúrne odlišnosti, známe v rudnej oblasti Lang Hítu. Je preto možné, že štruktúrny plán tejto oblasti bol vytvorený mladšími, hercynskými tektonickými pohybmi, alebo sú mladšie, hercynské štruktúry súhlasne naložené na staršie, kaledónske.

Odlíšne štruktúry možno sledovať len u kryštalického masívu. Štruktúrne prvky u tohto masívu (vrásky, plošné a lineárne štruktúry) majú generálny smer SZ-JV. Úklony bridličnatosti k JZ sú strmé (45–60°) hlavne pri kontakte s karbonátovým súvrstvím. Mladší tektonický komplex má SV priebeh štruktúr; v blízkosti kontaktu sa stáčajú k severu a plochy bridličnatosti zväčšujú úklon (až na 40–50°, v ostatných častiach rudnej oblasti 10–25°).

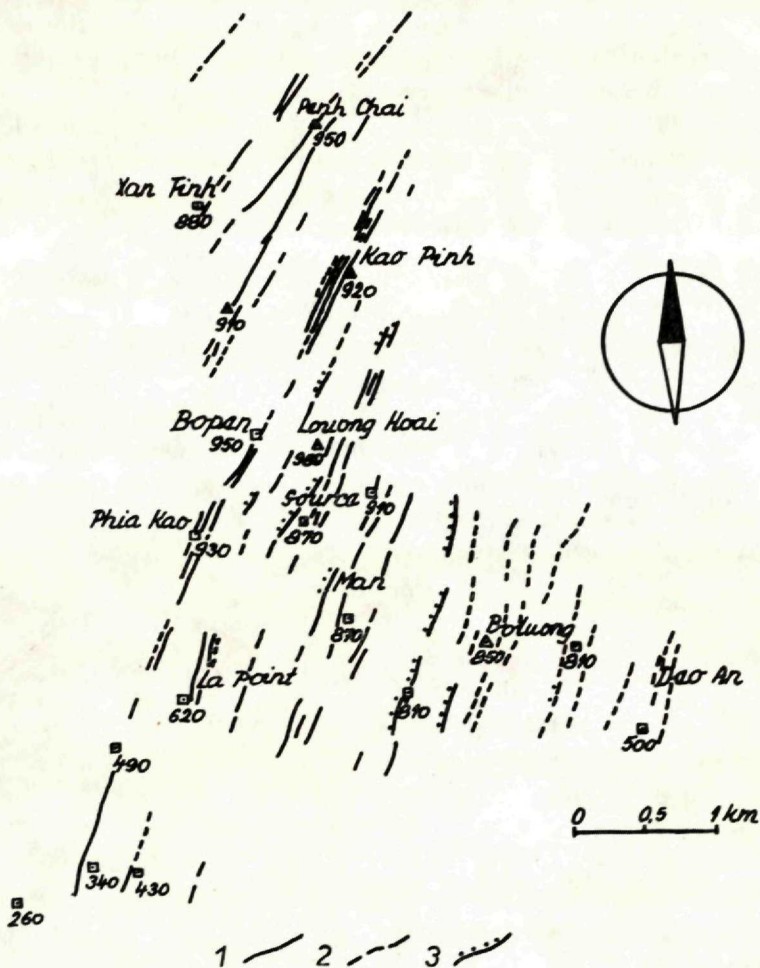
Karbonátovo-detritické súvrstvie je mierne prevrásnené, so strmšími úklonmi krídel vrás k západu. U sericitických a chloritických bridlíc dochádza i k pretrhávaniu vrás a k vytváraniu porúch prešmykového charakteru. Smer vrásových osí je S-J až SZ-JV, s miernym úklonom k juhu (10°). V niektorých častiach územia majú i SV smer priebehu (Dei An, Ban Thi).

Strmšie úklony vrstvej bridličnatosti sa zistili hlavne u dolomitických vápencov, kým u dolomitov pre ich silné tektonické porušenie nebolo takmer možné odlíšiť bridličnaté plochy od plôch puklín a trhlín. U dolomitov nedošlo v priebehu vrásnenia k ohýbaniu, len k drveniu pozdĺž plôch štiepatelnosti.

Lineárne štruktúry sú výrazné u bridlíc i u bridličnatých vápencov. U bridlíc



Obr. 11. Cho Dien, súhrnný tektonogram; 273 pólov s-plôch (0–1–3–6–9–12%), 2 maximá vrásovej stavby.



Obr. 12. Priebeh zrudnenia v oblasti Cho Dien. 1 — Pb-Zn žily, 2 — tektonické línie so zrudnením prevažne horizontálnym, 3 — kremenné žily.

lineárne prvky vznikli jednak jemným vráskovaním ich plôch, jednak usmernením sericitu a čiastočne i chloritu pod vplyvom dynamometamorfných pochodov. Na plochách bridlice môžeme pozorovať i drobné S-J vrásky, ktorých ohyby, hlavne sedlá sú vyplnené druhotným kalcitom a puklinové vrásky prebiehajú priečne na ne.

Popri výraznejších *ac* puklinách a puklinách paralelných s vrásovými štruktúrami je tu zachytený celý vejár diagonálne prebiehajúcich puklín a trhlín, podmienených i rôznymi mechanickými vlastnosťami hornín.

Ďalší rad porúch prebieha jednak smerne, jednak priečne k vrásovým štruktúram. Pozdĺž týchto porúch došlo k radiálnym pohybom (k zdvihom



i poklesom). Veľká smerná porucha poklesového charakteru prebieha západne od rudného ťahu Phia Kao—Bopen s amplitúdou poklesu niekoľko 100 m. Na hrastovú stavbu centrálnej časti poukazuje skutočnosť, že v oblasti Luong Hoai (kóta 980 m) sa nachádzajú zbytky po slabo spevnených mladotretohorných sedimentoch, ktoré v oblasti Deo An ležia o 480 m nižšie. Tektonické pohyby zdvihového charakteru spadajú asi do pozdnoalpínskej fázy, kedy sa formoval himalajský komplex (Fromaget 1941; Sourin 1935).

#### Vzťah zrudnenia k tektonike

V oblasti Cho Dienu vystupuje niekoľko rudných ťahov (obr. 12), ktoré detailnejšie popísal Blondel (1933); kartograficky tu vyznačil primárne a druhotné ložiská Pb-Zn rúd. Primárne ložiská sú hydrotermálne metasomatické. Detailnejším štúdiom jednotlivých rudných ťahov bolo možné vyčleniť dva typy ložísk, a to pravé žily a ložné telesá. Pravé žily v dôsledku hydrotermálne metasomatického procesu nevystupujú v rudnej oblasti ako čisté typy žilných ložísk. Metasomatické zatláčanie vápencov a vhodné úložné pomery karbonátovodetritického súvrstvia podmienili vytvorenie kombinovaných ložísk pravých žíl s ložnými telesami. V rudnej oblasti Cho Dienu možno však vymedziť rajóny, kde prevládajú žilné ložiská prevažne strmo uklonené a osobitne ložné telesá typu Deo An (obr. 14).

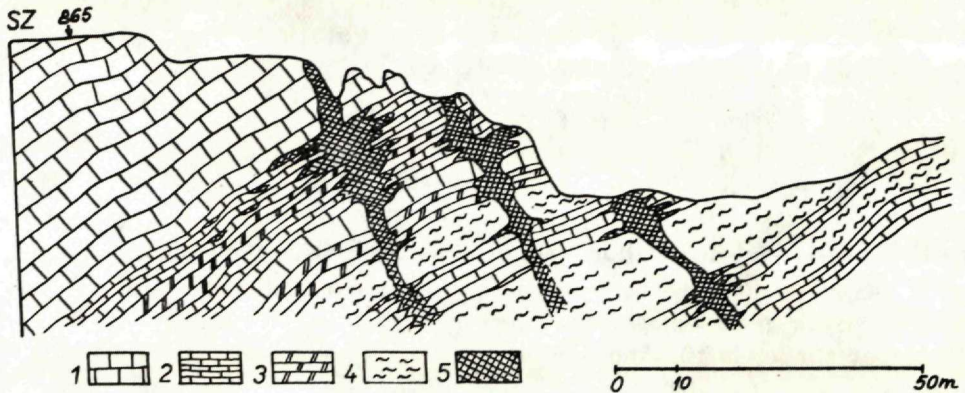
Kým teda vo východnej časti Cho Dien vystupujú prevažne ložné telesá Pb-Zn rúd, v západnej prevládajú ložiská strmo uklonené. Hlavným predstaviteľom tohto typu je rudný ťah Phia Kao—Bopen—Kao Pinh. V centrálnej časti rudnej oblasti sa nachádzajú kombinované typy ložísk (napr. rudné ťahy Man a Source—Loung Hoai).

Vývoj rudných žíl v jednotlivých rudných rajónoch je podmienený jednak tektonickými pomermi, jednak petrografickým zložením hornín. Horninový komplex je zložený z vápencov, dolomitických vápencov a dolomitov a ilovito-piesčitých metamorfovaných bridlic, ktoré sa nad sebou niekoľkokrát striedajú, čo priaznivo ovplyvňovalo laterálne roztekание hydrotermálnych roztokov a metasomatické procesy v karbonátových horninách.

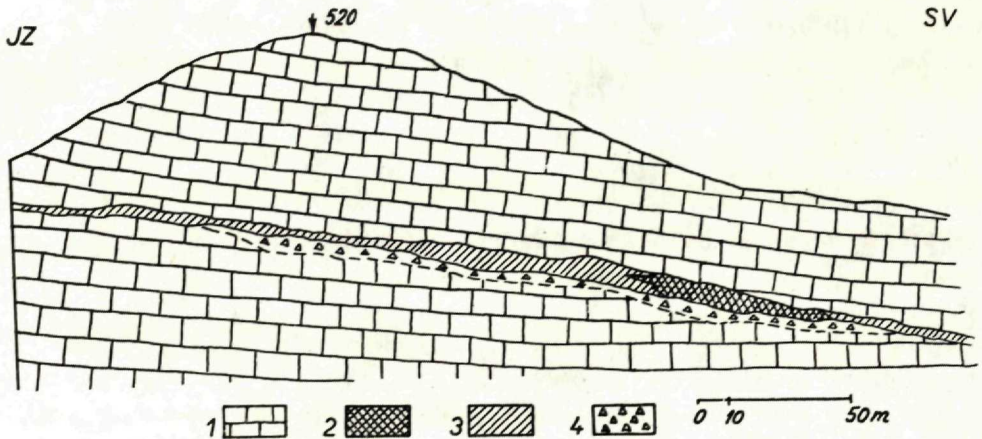
Pri porovnaní smerného priebehu rudných ťahov so štruktúrnym plánom územia môžeme konštatovať, že S-J až SV-JZ priebeh majú vrásové štruktúry a bridličnatosť. V priečnom profile rudných ložísk (obr. 13) možno vidieť, že hydrotermálne roztoky prenikajú jednak naprieč vrstevnatosťou a vrstevnou bridličnatosťou (pravé žily), jednak sledujú plochy vrstvej bridličnatosti hlavne na kontakte dvoch mechanicky odlišných hornín (ložné telesá). Zrudnenie sleduje prevažne smerné poruchy a pukliny (bc pukliny). Poruchy sa najskôr vyvinuli pri pohyboch tangenciálneho charakteru a boli omladené radiálnymi pohybmi; k otváraniu puklín a vzniku trhlín

došlo počas pôsobenia ťahových síl. Naznačuje to skutočnosť, že západne od rudného ťahu Phia Kao—Bopen prebieha porucha poklesového charakteru vyššieho radu a rudné žily tohto rudného ťahu majú strmý úklon. Na SZ i SV od tohto zlomu sú znovu mohutnejšie vyvinuté ložiská typu ložných telies.

JV



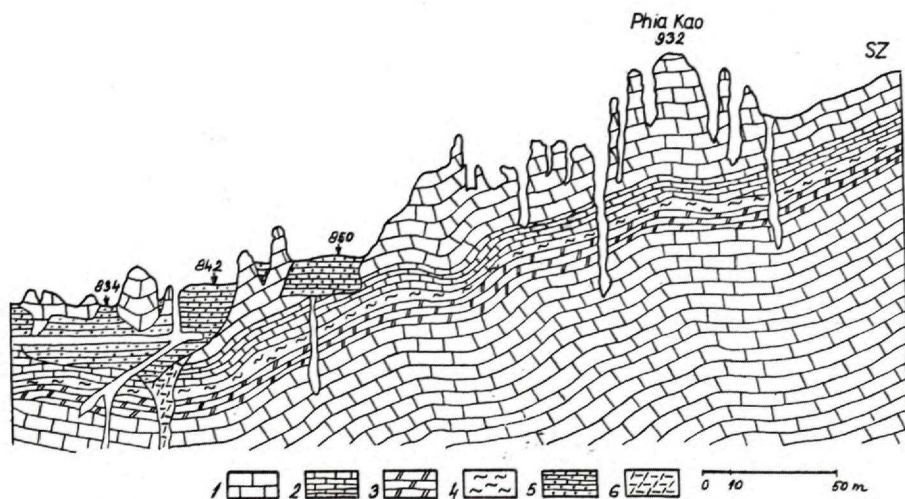
Obr. 13. Priečný schematický profil ložiskom Source a Mann. 1 — lavicovité vápence, 2 — bridličnaté vápence, 3 — dolomity a dolomitické vápence, 4 — sericitické bridlice, 5 — primárna ruda.



Obr. 14. Pozdĺžny schemat. profil ložiskom Deo An. 1 — lavicovité vápence, 2 — primárne Pb-Zn rudy, 3 — oxidické Pb-Zn rudy, 4 — tektonické brekiei.

Podobne ako u Lang Hítu i v rudnej oblasti Cho Dien značný vplyv na priebeh, vývoj a rozsah Pb-Zn zrudnenia mali vlastnosti hornín, ktorými hydrotermálne roztoky prenikali. Ílovité a ílovito-piesčité bridlice bránili ascendentnému prenikaniu roztokov a umožňovali tak ich roztekание pozdĺž plôch vrstevnatosti a vrstevnej bridličnatosti či už bridličnatých vápencov,

alebo na kontakte vápencov s bridlicami. Pritom hydrotermálne roztoky metasomaticky zatlačovali karbonátové horniny. Hydrotermálne roztoky prenikali do strán i po puklinách a trhlinách tektonicky porušených hornín, hlavne dolomitov. V dolomitoch môžeme pozorovať drobné hydrotermálne žilky, impregnácie i slabšie metasomatické zatlačovanie (ložiská Luong Hoai, Kao Pinh i rudný ťah Boluong). K najväčším akumuláciám rudných minerálov a vzniku šošoviek a ložných telies v dôsledku metasomatických procesov dochádzalo najmä u bridličnatých a tenkolavicovitých vápencov. U masívnych vápencov dochádzalo len k slabým metasomatickým premenám v dôsledku pôsobenia hydrotermálnych roztokov pri ich vystupovaní cez poruchové zóny.



Obr. 15. Pozdĺžny rez ložiskom Phia Kao. 1 — lavicovité vápence, 2 — bridličnaté vápence, 3 — dolomity a dolomit, vápence, 4 — sericitické bridlice, 5 — oxidické Pb-Zn rudy (sekundár. ložisko), 6 — oxid. Fe a Pb-Zn rudy (sekundár. ložisko).

Z primárnych minerálov sa vo výplni nachádza čierny, smolne lesklý sfalerit, galenit, pyrit, pyrhotín, arzenopyrit, chalkopyrit a bornit, hlavne v centrálnej časti rudnej oblasti. V západnej i východnej časti prevláda galenit so sfaleritom, ktoré ako primárne minerály sa však v sprístupnených častiach ložísk vyskytujú len sporadicky. Vyhľadávacie práce sa realizovali prevažne v oxidickej zóne západnej a východnej časti.

Sfalerit, hlavne jeho svetlá hnedozelená odroda sa vyznačuje bohatým obsahom Cd a In (ložisko Bopen). Po mineralogickej stránke rudnú výplň ložísk vyhodnotil Hašler (1956), minerály oxidickej zóny Johan (1958).

Popri ložiskách endogénneho charakteru nachádzajú sa tu i ložiská exogénne, ktoré boli v minulosti hlavným objektom ťažby. V rudnej oblasti Cho Dienu sa rozlišujú 3 typy sekundárnych ložísk s minerálmi hypergénneho pôvodu:

ložiská (a) vzniklé premiestnením oxidickej zóny Pb-Zn rúd (s malou prímесou Cu rúd), (b) oxidickej zóny Fe-Pb-Zn-Cu rúd a (c) ložiská vzniklé druhotným premiestnením a premiešaním oboch typov ložísk so svahovými hlinami. Prvé dva typy sa nachádzajú v bezprostrednej blízkosti rudných žíl a rudných telies (šošovky a ložné telesá), tretí typ vo väčšej vzdialenosti od primárnych ložísk. Tieto tri typy sekundárnych ložísk buď vyplňujú dutiny a voľné priestory po skrasovatených vápencoch, alebo sa nachádzajú na svahoch a v údoliach morfológicky značne členitého terénu. Z hypergénnych minerálov v druhotných ložiskách (Johan 1958) sa nachádza hemimorfit, willemite, cerussit, smithsonit, hydrozinkit, vzácné beudantit (tvorí monominerálne konkrécie) a oxidy železa. Tieto minerály sa nachádzajú hlavne v západnej a východnej časti Cho Dienu. V centrálnej časti tvoria základnú hmotu sekundárnych oxidických rúd hydroxidy a oxidy železa (hlavne hydrohematit a goetit), ďalej chalkosín, covelin, malachyt, manganit a pyrolusit.

V treťom type sa zvyšuje obsah oxidov železa, hlavne limonit, ktorý vytvára konkrécie, a hematit; z ílovitých minerálov sa hlavne v tomto type nachádza saukonit a montmorilonit, ďalej úlomky bridlic, karbonátových hornín a ich ílivo-hlinité a piesčité produkty, vzniklé pod vplyvom atmosférických činiteľov.

Lokalita / minerál	čís. anal.	Ag	Al	As	Ba	Ca	Cd	Cr	Cu	Fe	Hg	Mg	Mn	Pb	Sb	Si	Ti	Zn	Zr	Tl
Metis - sfalerit	13 205	○	+			●	○		○	○	●	○	○	○	○	●		■	○	
Metis - smitsonit	13 209	+	○		○	■	●		○	○	○	○	○	○	○	○	○	■		
Mo Ba - galenit	13 464	○	○			●	○		○	■		○	○		○	○	○	■		
Mo Ba - geokronit	13 222	●	●	■	○	●	○	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○	○	○
Mo Ba - burnonit	13 502	○	○	■		■	●	○	○	○	○	○	○		○	○	○	■	○	○
Mo Ba - valentinit	13 221	○	○	○	○	○	○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○		

■ > 1%    ▣ 1-0,1%    ● 0,1-0,01%    ○ < 0,01    + ?

Tab. 1. Spektrál. analýzy rudných minerálov ložiska Lang Hit.

Lokalita / minerál	čís. anal.	Ag	Al	As	B	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ge	Fe	Hg	In	Mg	Mn	Ni	Pb	Sc	Sb	Si	Sn	Ti	Zn	Zr	
Baluong - sfalerit	13 648	○	○	■			■			○	○			■	○			○		○	○	○	○	○	○	○	○	○
Baluong - smitsonit	13 597	+	■				■	■		○				●		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Baluong - manganit	13 655	●	●	○			○							■				○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Phia Kao - hemimorfit	13 645	○	○	○			+	○						○				○		○	○	○	○	○	○	○	○	○
Phia Kao - cerusit	13 622	○	○				○							○	○			○		○	○	○	○	○	○	○	○	○
Bopen - sfalerit	13 651	○	+	○			○	○						○	○	○	○	○		○	○	○	○	○	○	○	○	○
Loung Hoai - pyrhotin	13 663	○								○				■	○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Loung Hoai - bornit	13 659	○	○				○	○						■	○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Loung Hoai - malachit	13 660	○	○				○	○	○	○				○	○		○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○

■ > 1%    ▣ 1-0,1%    ● 0,1-0,01%    ○ < 0,01%    + ?

Tab. 2. Spektrál. analýzy rudných minerálov ložiska Cho Dien.

Zrudnenie na ložisku Cho Dien spadá najskôr do tej istej metalogenetickej epochy ako ložisko Lang Hít. Na rudných mineráloch možno pozorovať tlakové usmernenie (idiomorfné zrná pyritu sú tlakovo čiastočne deformované; Hašler 1956), čo nasvedčuje tomu, že ložisko bolo postihnuté niektorými z fáz alpínskej orogenézy.

### Záver

V rudných oblastiach Pb-Zn rúd Lang Hít a Cho Dien vystupujú tektonické jednotky, vytvorené kaledónskou, hercynskou a alpínskou orogenézou. Detailné štúdium štruktúrnych prvkov prispelo k objasneniu vzájomnej súvislosti medzi zrudnením a jednotlivými štruktúrnymi elementmi.

V oblasti Lang Hítu hydrotermálne-metasomatické a impregnačné zrudnenie sleduje mladé poruchové zóny, ktoré majú priebeh vrstevnej bridličnatosti, zhodný so štruktúrami vytvorenými kaledónskymi horotvornými pochodmi. V južnej časti je priebeh rudných žíl a rudných výskytov SV smeru, v časti severnej SZ smeru. Úklon rudných žíl je viac-menej súhlasný s klivážnymi plochami, ktoré prebiehajú paralelne (čo do smeru) s plochou vrásovej osi. Hercynské štruktúry v rudnom rajóne Mo Ba narušujú staršie kaledónske štruktúry diagonálne.

V ložiskovej oblasti Xa Loung má zrudnenie SZ priebeh zhodný s vrstevnou bridličnatosťou, vytvorenou hercynskou orogenézou, ktorá v tejto časti územia transferuje so štruktúrami kaledónskymi. Hydrotermálne roztoky sledujú mladú, najskôr alpínsku poruchovú zónu, strmo uklonenú k JZ, ktorá prebieha viac-menej paralelne s plochou vrásovej osi.

V rudnej oblasti Cho Dien, ktorá sa vyznačuje vrásovou stavbou vytvorenou najskôr hercynskými horotvornými pochodmi, osi vrás prebiehajú v SV-JZ až S-J smere (v centrálnej časti). Krídla vrás sú strmšie uklonené k západu a v niektorých oblastiach možno pozorovať až prevracanie vrás k západu s vytváraním druhotnej strmo uklonenej bridličnatosti.

Alpínske horotvorné pohyby sa v tejto oblasti prejavujú mladšími tangenciálnymi radiálnymi pohybmi. V dôsledku pôsobenia tlakových síl vytvárajú sa tu mohutné smerné poruchy prebiehajúce v smere *bc* puklín.

Pb-Zn mineralizácia, ktorá má hydrotermálne-metasomatický charakter, sleduje jednak smerné poruchy, jednak staršiu vrstevnú bridličnatosť s vytváraním ložných telies. Rudné ložiská hydrotermálne-metasomatického charakteru, ktoré sledujú poruchové zóny, nachádzajú sa prevažne v západnej časti tejto rudnej oblasti; v časti centrálnej hydrotermálne roztoky sledujú smerné poruchy i vrstevnú bridličnatosť a na rozdiel od časti západnej má mineralizácia polymetalický charakter. Vo východnej časti sú prevažne ložné telesá rozsiahlych rozmerov; prevláda v nich Pb-Zn mineralizácia.

- [1] Blondel F., 1933: La geologie et les mines de l'Indochine française. Akad. Sc. Paris. — [2] Bouret R., 1922: Études géologiques sur le Nord-Est du Tonkin. Bull. Serv. geol. Indoch. Hanoi. — [3] Fromaget J., 1927: Études géologiques dans le Nord de l'Indochine Centrale. Bull. Serv. geol. Indoch. Hanoi. — [4] Fromaget J., 1928: Les mouvements herciniens dans le Nord de l'Indochine Centrale. Congrès geol. intern. Madrid. — [5] Fromaget J., 1933: Les formations triassiques du Tonkin occidental. C. R. act. Sc., Paris. — [6] Fromaget J., 1937: Études géologiques sur le Nord-Ouest de Tonkin et le Nord du Haut Laos. Vue d'ensemble. Bull. Serv. geol. Indoch. Hanoi. — [7] Fromaget J., 1952: Études géologiques sur le Nord-Ouest du Tonkin et le Nord du Haut Laos. Bull. Serv. geol. Indoch. Hanoi. — [8] Fromaget J. — Saurin E., 1936: Note préliminaire sur les formations cenozoïques et plus récentes de la chaîne Annamitique septentrionale et du Haut-Laos. Bull. Serv. geol. Indoch. Hanoi. — [9] Hašler O., 1956: Mineralogicko-petrografický rozbor rudního materiálu z Vietnamu. Rukopis; UVR, Kutná Hora. — [10] Hašler O., 1956: Mineralogický rozbor vzorků Zn a Cu rud a chromitových koncentrátů z Vietnamu. Rukopis; UVR, Kutná Hora. — [11] Jacob Ch., 1921: Études géologiques dans le Nord Anam et le Tonkin. Bull. Serv. geol. Indoch. Hanoi. — [12] Jacob Ch., 1932: Indochine Française. In La geologie et les mines de la France d'outre-mer. Paris. — [13] Jacob Ch., 1932: Le géologie et les mines de la France d'outre-mer. Indochine Française. Paris. — [14] Orlov E. V. — Razin M. S., 1950 Mineralnyje resury Vietnamu; in „Mineralnyje resury zarubežnych stran” Vyp. 17. — [15] Patte E., 1927: Études géologiques dans l'Est du Tonkin, Bull. Serv. geol. Indoch., Hanoi. — [16] Patte E., 1934: Études géologiques dans le centre du Tonkin, recherche des éléments reconnus plus au Sud. Bull. Serv. Geol. Indoch., Hanoi. — [17] Saurin E., 1935: Études géologiques sur l'Indochine du Sud-Est. Bull. Serv. geol. Indoch., Hanoi. — [18] Svoboda V., 1959: Za rudou do Vietnamu. Geol. průzkum, Praha.

## Gîtes de la kaolinite en Tunisie\*

Ján Ilavský

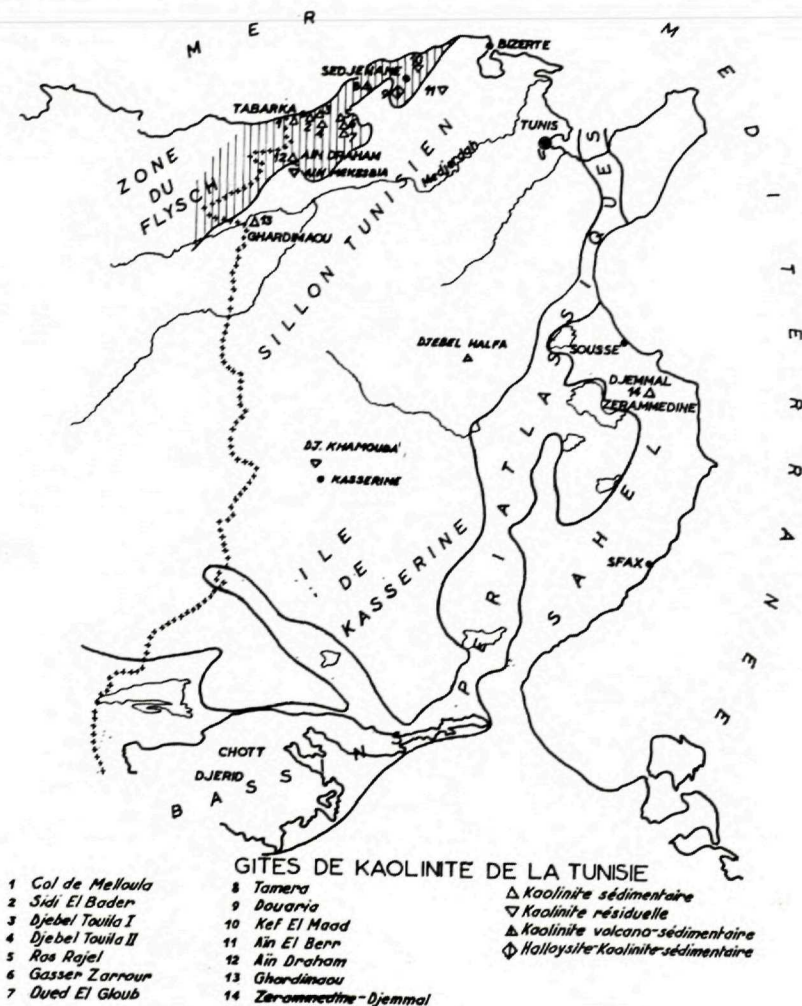
Contenu. Les gîtes de la kaolinite en Tunisie appartiennent à des différents types génétiques, dont les plus importants sont représentés par les gîtes sédimentaires dans la zone du flysch d'âge oligocène. Les gîtes volcano-sédimentaires de halloysite-kaolinite liés dans les formations du Pliocène n'ont qu'une importance théorique. Les sédiments kaoliniques dans le Pliocène, ou dans le Quaternaire, comme aussi les indices résiduels dans le Trias, Eocène etc... ne sont pas explorés suffisamment pour une estimation satisfaisante.

Tous les gîtes ou affleurements de la kaolinite sont situés dans le Nord Tunisien et surtout dans la zone du flysch d'âge oligocène, dont l'extension

\* Cette contribution est publiée avec la permission du Gouvernement de la Tunisie et des Nations Unies. Les idées exprimées dans cet article n'ont pas besoin d'être accordées par les deux organisations.

est assez limitée. Les indices volcano-sédimentaires de halloysite-kaolinite, également situés dans cette zone, sont liés à une formation du Pliocène, dont le caractère volcanogène est très bien remarquable (formation ferrifère de Nefzas).

Les autres indices de la kaolinite, à l'origine différente, sont aussi situés dans la Tunisie septentrionale sauf le gîte Djemmal Zerammedine, qui se trouve dans le Pliocène marin de la Tunisie centrale (voir la carte fig. 1.).

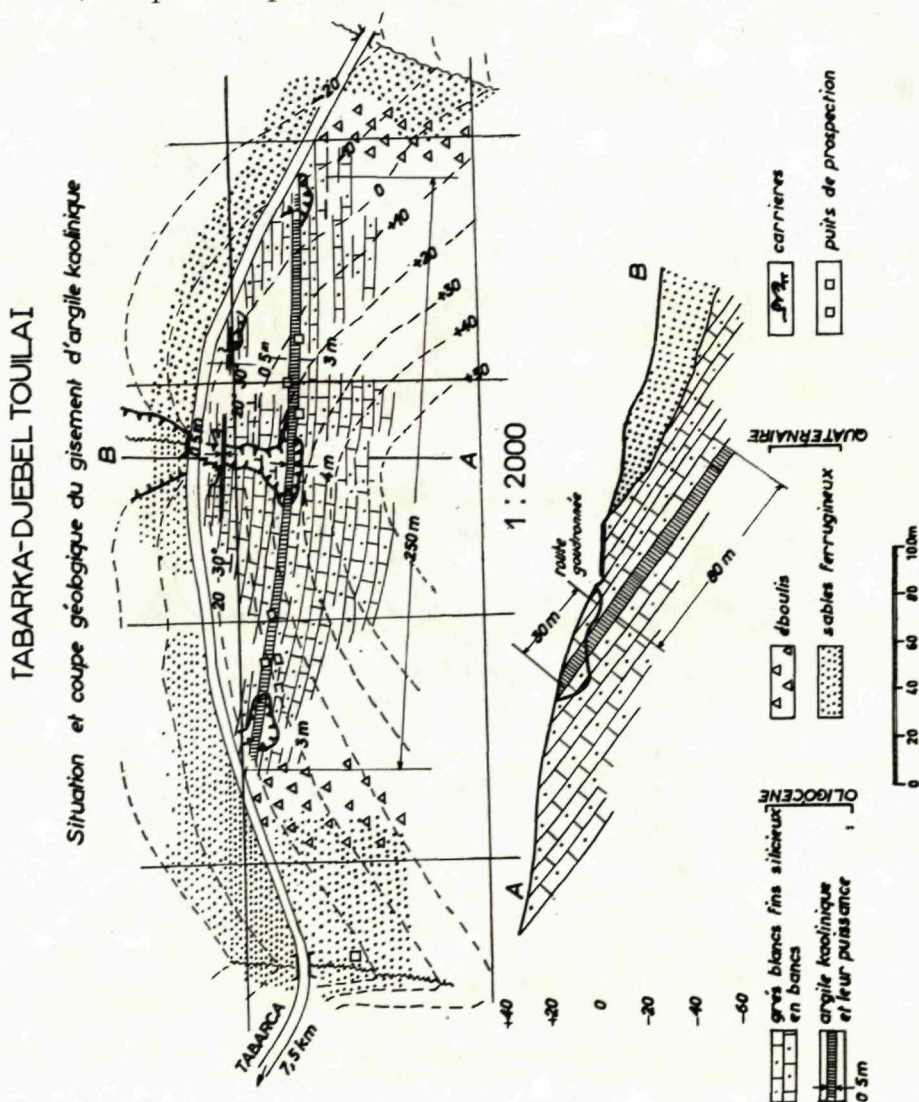


Ján Ilavský, 1966

1. Carte de répartition des gîtes de kaolinite 1 : 2,000.000

## Géologie des gîtes de la kaolinite

Les gîtes de kaolinite d'origine sédimentaire, dont l'importance pratique en vue d'existence de deux usines dans cette région est assez grande, se trouvent dans la zone du flysch d'âge oligocène inférieur ou éocène supérieur. Il s'agit d'une zone lithofaciale, composée de grès en bancs à intercalations argileuses ou marneuses, qui affecte une direction NE/SO et les pendages différents, indiquant un plissement assez intense.

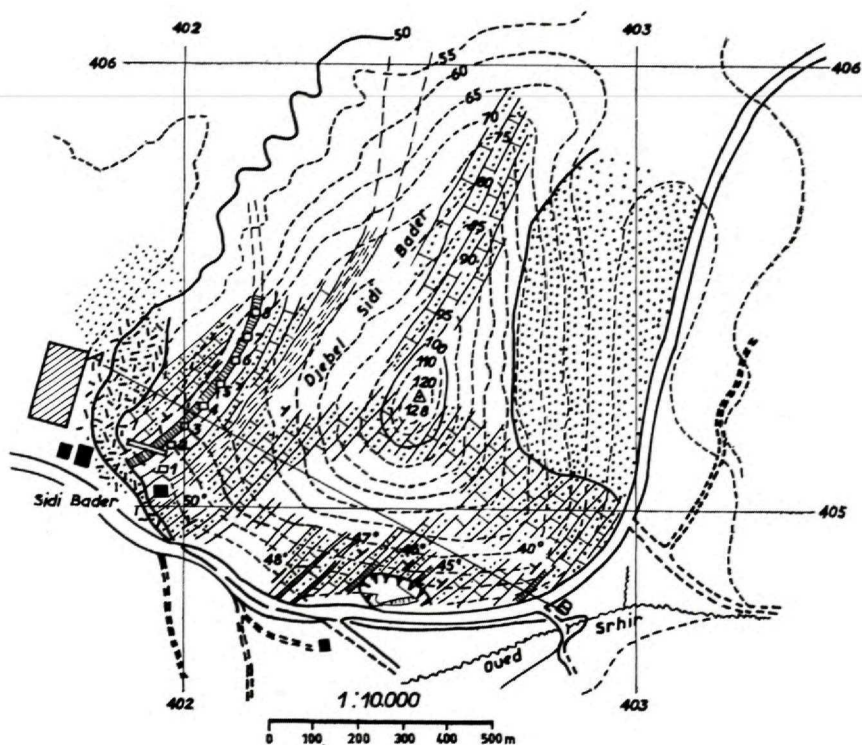


2. Esquis géologique détaillée du gîte Djebel Touila-I, Tabarka



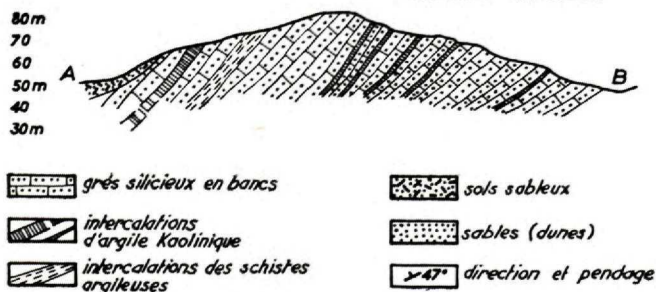
Le matériel élastique ainsi que le ciment qui est constitué de grès ou d'argiles, ne provient pas du territoire actuel de la Tunisie. L'origine des feldspathes potassiques, produisant les kaolinites, doit être recherchée dans les anciens massifs granitiques ou pegmatitiques, émergés et érodés pendant l'Eocène-Oligocène, qui existaient à l'Est ou au Nord de la Tunisie (Méditerranée).

Les argiles blanches ou beiges sont associées à des grès friables, blancs.



COUPE GEOLOGIQUE

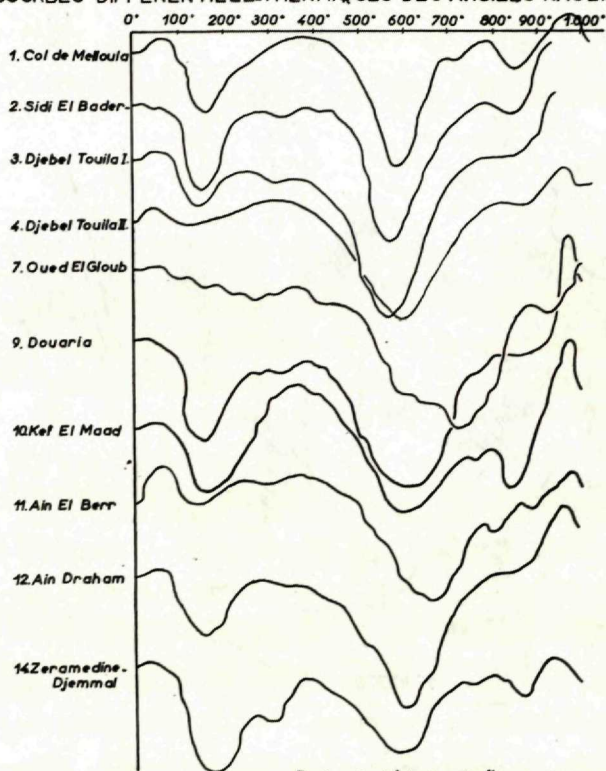
longueurs 1:10 000  
altitudes 1:2 000



3. Esquis géologique détaillée du gîte Sidi El Bader, Tabarka

Elles se présentent sous forme de couches lenticulaires de dimension variée. Les longueurs atteignent 250—300 m, quant à l'épaisseur elle varie entre 20 cm et 4 m. Dans les séries plissées et bien inclinées, les couches de l'argile kaolinique descendent dans les profondeurs de quelques centaines de mètres et jusqu'à l'heure actuelle, elles ne sont pas prospectées. Les couches de la kaolinite affleurent ou elles sont couvertes par les éboulis ou glacis du Quaternaire.

COURBES DIFFÉRENTIELLE-THERMIQUES DES ARGILES KAOLINIQUES



Recherche Géologique, Turčianske Teplice  
Tchécoslovaquie

4. Tableau No I — Courbes différentielles-thermiques

Dans la composition d'argile kaolinique prennent part: kaolinite, en partie montmorillonite, illite, et oxydes de fer. Les grains de quartz et micas blancs sont assez abondants dans les parties marginales du gîte. Rutile et titanomagnétite sont souvent inclus à l'intérieur. Les feldspates potassiques sont trouvés comme accessoires (voir tableaux I, II, III).

Les couches de l'argile kaolinique comportent du point de vue technologique de la kaolinite bien ordonnée et telle désordonnée, et possèdent une teinte blanchâtre, vaguement stratifiée et coupée de petites intercalations sableuses.

Les oxydes de fer sont présents sous forme de pigmentation irrégulière, ou sous forme d'amas ou de filons perpendiculaires à la stratification.

Par suite de l'oxydation superficielle, les parties supérieures du gîte, situés aux affleurements, se présentent sous l'aspect d'une masse sans texture, de couleur grisâtre ou rougeâtre; cette dernière est due à l'existence d'oxyde de fer.

L'origine sédimentaire des gîtes est impressionnante et bien documentée par tous les phénomènes géologiques. Il s'agit ici de deux gîtes exploités: Djebel Touila I, et celui de Sidi El Bader à une petite distance de Tabarka. Ceux de Col du Melloula, Djebel Touila II, Djebel Handala, Rhmad El Guech, sont moins importants, et se présentent sous forme d'affleurement uniquement.\*

Un autre type génétique se présente comme couches de halloysite-kaolinite d'origine volcano-sédimentaire, liés dans une formation ferrifère de Douaria-Taméra, appartenant au Miocène, Pontien qui est déposé par le Flysch oligocène et éocène (Tunisie septentrionale).

Ce type d'argile semble être en rapport avec celui des roches volcaniques contemporaines, présentes aux environs des Nefzas comme andésites-trachytes-dacites-rhyolites-basaltes, leurs tuffs et tuffites, dont la partie supérieure est la formation ferrifère de Douaria-Tamera.

Les couches de halloysite-kaolinite sont interstratifiées sous forme de lentilles dans les minerais de fer, dont la composition varie de conglomérats et grès ferrugineux jusqu'au minerais de fer massif à intercalations de tuffs dacitiques et tuffites vertes (marnes vertes ou jaunâtres de A. Vifian, 1966).

Les couches de halloysite-kaolinite se représentent plusieurs fois dans la coupe géologique du gîte, avec des puissances variant de 0,20 à 0,40 m exceptionnellement d'un mètres. Par ailleurs les lentilles observées ont des extensions horizontales de l'ordre de quelques dizaines de mètres, leur emplacement dans la coupe géologique des gîtes ne présente aucune régularité particulière. Les lentilles de kaolinite-halloysite sont les plus fréquentes nettement délimitées, sans transition ni vers le toit ni vers le mur. Dans ce cas, la kaolinite-halloysite est pure, blanche, massive, et aux affleurements, légèrement souillée d'oxyde de fer, dans un autre cas plus rare, la kaolinite-halloysite est accompagnée d'une argile de teinte jaunâtre, grisâtre ou verdâtre, provenant des roches chloritiques et des tuffs basiques décomposés,

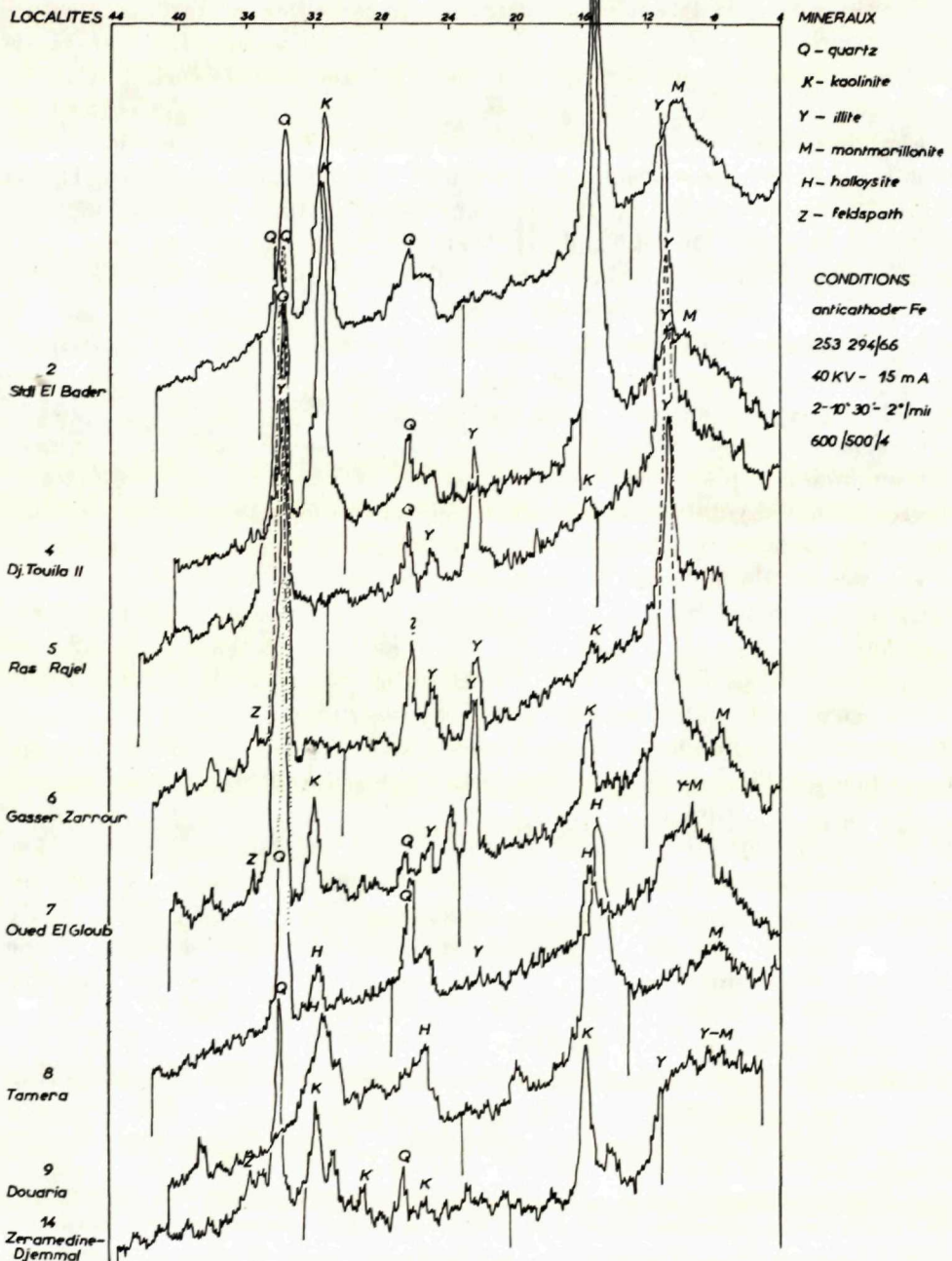
Les couches de la kaolinite-halloysite sont liées dans le minerais de fer conformément à la stratification, et découvertes par des travaux minières d'exploitation.

---

\* Les contenus moins importants en kaolinite on peut trouver dans différentes argiles d'âge éocène (Djebel Halfa par ex.) ou dans le Mio-Pliocène (Djemmal—Zerammedine, Ghardimaou etc.) Les autres localités voir chez Sassi m. Sassi, 1963, 1964.

ROENTENOGRAMMES DES ARGILES KAOLINIQUES

Institut Géologique de Dionýz Štúr Brno, Tchécoslovaquie



5. Tableau No II — Courbes roenténographiques

La composition d'argile à Douaria est uniquement d'halloysite étant d'une texture massive ou très finement stratifiée, elle est très pure, blanche, et en présence de l'eau un peu élastique. Un certain mélange de la kaolinite n'est pas exclue (tableaux I et II).

A Taméra il s'agit en principe d'une argile mélangée de kaolinite et de halloysite, à un certain pourcentage d'illite, chlorite et aussi de montmorillonite. L'oxyde de fer, carbonates et feldspaths, sont également présents. Comme accessoires il faudrait signaler de rutile, titanomagnétite, barytine, apatite, quartz et probablement des minéraux du plomb-zinc-bismuth (voir les analyses spectrales, tableau IV).

Un troisième type se présente sous forme de kaolinites résiduelles, située dans des milieux différentes:

- Une première catégorie est liée aux formations du Trias au sein de schistes argileux, verdâtres, dont elles sont issus par décomposition. Exemples: Aïn El Berr, Kef El Maad (Route de Sédjénane-Nord Tunisien).
- Une seconde catégorie se présente sous forme d'amas ou de filons irréguliers soit dans des schistes bruns, verdâtres ou grisâtres appartenant à l'Eocène moyen ou supérieur, soit dans les éboulis du Quaternaire. Exemples: Aïn Draham-sud, etc. Ces types d'argiles kaoliniques n'ont évidemment qu'un intérêt théorique.

Les argiles kaoliniques résédimentées sont un dernier type, qui représente le gîte le plus typique, celui d'Aïn Mekesbia (Sud d'Aïn Draham). Elles sont liées au Pliocène continental, composé de gravières polygéniques, cimentés par de l'argile kaolinique blanche, colorée par des oxydes de fer en jaune ou en rouge-beige. La couche n'est pas nettement délimitée par rapport aux roches encaissantes auxquelles elles passent plutôt dans le sens horizontal que vertical par des faciès de transition.

La localité étant située à proximité de la zone du flysch, on peut supposer que ce gîte est en relation directe avec les gîtes de kaolinite primaire et sédimentaire, présents dans le flysch de la région d'Aïn Draham à Tabarka.

### Minéralogie, Géochimie, Technologie.

Les échantillons prélevés au cours de notre campagne de recherches, ont fait l'objet des expérimentations différentes dont les résultats sont présentés sous forme de tableaux intéressés ou de microphotos.

Aussi bien les études minéralogiques que géochimiques et technologiques prouvent que les argiles kaoliniques contiennent un faible pourcentage de  $Fe_2O_3$ , sous forme soluble (voir le tableau N°IV) Les teneurs en  $SiO_2$  et  $Al_2O_3$ , sont conformes à ceux de toutes les roches argileuses de cet arte (voir tableau N° III). Certains caractères montrent que l'on a affaire, dans le cas actuel,

6. Tableau No III — Analyses chimiques silicates

ANALYSES CHIMIQUES-SILICATES D'ARGILES KAOLINIQUES														
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	Pert.au feu	Total
1. Col de Melloula	58,72	23,68	2,85	0,56	0,71	0,01	0,94	0,16	1,55	0,13	0,21	—	10,36	99,88
" " "	66,56	15,83	3,84	0,70	0,80	0,02	2,28	0,19	1,09	0,13	0,13	—	7,44	99,01
2. Sidi El Bader	55,67	26,13	2,60	0,72	0,72	0,02	1,80	0,28	1,59	0,72	0,16	—	9,78	99,74
	63,70	21,31	1,82	0,77	0,52	0,01	1,21	0,24	1,44	0,29	0,14	—	8,00	99,40
3. Djebel Touila I	56,59	26,82	1,95	0,84	0,50	0,01	1,06	0,36	1,31	0,27	0,09	—	10,20	99,92
4. Djebel Touila 2	57,14	27,02	1,12	0,56	0,20	0,01	1,43	0,21	1,68	0,19	0,15	—	10,04	99,75
5. Ras Rajel	57,87	19,47	5,58	0,84	3,12	0,01	6,20	0,25	0,84	0,25	0,15	0,11	4,92	99,50
6. Gasser Zarrour	71,22	13,51	3,75	0,84	1,31	0,01	3,62	0,84	0,81	0,20	0,12	—	3,49	99,36
7. Oued El Gloub	60,07	16,54	4,50	2,24	3,53	0,01	5,44	0,24	0,84	0,27	0,09	1,01	5,25	99,92
8. Tamera	44,03	32,29	4,12	0,84	0,90	0,02	0,17	0,31	1,56	0,73	0,12	—	14,51	99,60
9. Douaria	44,22	34,61	1,28	0,84	0,40	0,02	0,17	0,18	0,34	0,58	0,49	—	16,54	99,67
"	44,69	21,26	17,85	0,84	0,60	0,02	1,31	0,18	0,78	0,39	0,13	—	11,99	99,98
10. Kef El Maad	57,48	19,17	7,04	1,12	1,01	0,06	1,60	0,33	1,09	0,26	1,05	—	10,02	100,23
11. Ain El Berr	51,96	18,30	4,21	3,35	7,01	0,02	4,32	0,33	1,04	0,22	0,08	—	9,13	99,98
12. Ain Draham	57,24	24,11	3,00	1,40	0,20	0,02	1,22	0,15	1,37	0,25	0,12	—	9,89	99,75
14. Djemmal - Zeramedine	53,00	18,80	6,90	0,76	2,40	0,04	3,00	0,76	1,18	0,07	4,15	—	9,50	100,48
"	60,60	18,17	3,94	0,45	1,87	0,03	2,40	0,80	1,37	0,10	0,74	0,15	9,51	99,98

ANALYSES SEMIQUANTITATIVE-SPECTRALES DES ARGILES KAOLINIQUES

Localité	Ag B Ba Be Bi Ca Cu Cr Ga Ge In La Li Mn Mo Ni P Pb Sc Sn Sr Y Yb Ti V Zn Zr	K Na	L'âge	type génétique
2 Sidi El Bader	× ○ ● ○ × ○ ● ○ ○ × × × ○ ● × × ○ × ○ ● ○ ● ○ ● ○ ● ○ ○ ●	● ●	oligocène	sédimentaire
3 Djebel Touila I.	○ ○ ● × × ○ ○ ● ○ - - × × ● - - × ○ - ○ ○ ○ ○ ○ ○ ● ○ × ○	■ ■	"	"
5 Ras Rajel	○ ○ ● ○ - ○ ○ ● ○ - - - - ● ○ - ○ - ○ ○ × ○ × ○ ■ ○ ○ ○	■ ■ ■	"	"
6 Gasser Zarrour	○ ○ ● × - ○ ○ ● ○ - - - × × × - ○ - ○ ○ ○ ○ ● × ● × ○ × ○	■ ■ ■	"	"
7 Oued El Gloub	○ ○ ● × - ○ ○ ● ○ - - - × ■ × - ○ - ○ ○ ○ ○ ● × ■ × ○ × ○	■ ■ ■	"	"
10 Kef El Maad	- - - × - ○ ○ × - - - - ○ - - ○ - - - - ○ - - ■ ○ ○ -	■ ■	trias, quaternaire	résiduel
14 Zeramedine Djemmal	× ○ ● ○ - ● ○ ● ○ - ○ - ○ ■ - - ● - ○ × ○ × × ■ ○ ● ○	■ ■ ■	miocène	sédimentaire
8 Tamera	● ○ ○ × ○ ○ ● ○ ○ × - × ■ ○ - ● - ● ○ ○ ● × × ■ ○ ○ ○	● ●	pliocène	volcanosédimentaire
9 Douaria	● ○ ● ○ ● ○ ● ○ - × ○ × ■ × - ○ ○ ● ○ ○ × ○ ■ ○ ○ ○	● ●	"	"

■ 100-10% ■ 10-1% ● 1-0,1% ○ 0,1-0,01% ○ 0,01-0,001% × 0,001-0,0001%

7. Tableau No. IV — Analyses sémi-quantitatives-spéctrales

ANALYSES TECHNOLOGIQUES D'ARGILES KAOLINIQUES

	Gauflement	L'eau de gachage en %	Retraits par séchage en %	Retraits par cuisson en %	Pertes totales par cuisson en %	Absorbivité pondérale en %	Capillarité près de 1550°	Résistance à la flexion sur la surface tendue en Kg/cm² après séchage	Flexion après cuisson	Propriétés réfractaires en degrés
1 Col de Mellouka	2,6	> 40	4-7	12,50	-	-	-	-	-	-
2 Sidi El Bader	1,8-2,4	> 40	4-7	83-1714	6-24,45	1439-24,8	30,4-51,9	28,5	94,4	30-32°
3 Djebel Touila 1	3	< 40	4-7	11,8-12,6	9,72	10,14	90	23,7	81,3	32°
4 Djebel Touila 2	2,3	< 40	4-7	10,3	-	-	-	-	-	31-32
5 Ras Rajel	1,8	> 40	4-7	5,4	3,92	15,38	4,50	21,8	53,7	> 26
6 Gasser Zarrour	1,6	> 40	4-7	5,7-7,0	13,24	30,42	2,70	22,6	44,7	> 26
7 Oued El Gloub	1,8	> 40	4-7	6,7-11,6	10,38	19,40	20,0	28,5	68,0	> 26
8 Tamera	1,6-2,8	< 40	4-7	11,8-12,6	14,30	24,6-30,2	20-37,0	16,7	46,4	30
9 Douaria	2,4-3,2	24,8-44,7	4,9-8	13,4-28,9	7,9-14,30	14,4-24,6	32-51,0	18,1	125,6	< 35
10 Kef El Maad	2,4	> 40	4-7	11,5-11,6	11,22	8,08	4,30	-	-	-
11 Ain El Berr	2	> 40	4-7	13,3	7,97	14,45	51,0	-	-	-
12 Ain Draham	2,2	> 40	4-7	11,4-12,6	-	-	-	-	-	-
13 Ghardimaou	1,4-2,4	24-29	7,2-7,4	12,7	-	-	-	41,6-47,5	-	-
14 Zeramedine	2,4-3,2	28,3	6,97	14,2-15,2	-	-	-	36,4	-	25

8. Tableau No V — Essais technologiques

à un type de roche arkosique (K, Na, Ca), dont il faudrait rechercher l'origine dans les feldspathe décomposés, d'autre part de la présence de quartz.

Les teneurs en TiO<sub>2</sub>, également élevées, témoignent aussi cette affinité avec les feldspaths, tout d'abord avec des roches volcaniques ensuite décomposées et sédimentées.

L'étude de l'intensité, de la localisation et de la forme des courbes thermo-différentielle (tableau II), comme celle de technologie, montrent que trois groupes d'argiles kaoloniques existent:

kaolinites à structure cristallographique bien ordonnée; kaolinites désordonnées; halloysites.

*Kaolinites à structure cristallographique bien ordonnée (well-ordered kaolinites)*

Elles ne présentent pas la déviation endothermique (courbes), mais au contraire, suivant la déshydratation, elles montrent une endotherme symétrique bien développé, ainsi qu'une déviation exothermique complète de 900 à 1000°C.

On pourrait ranger dans cette catégorie le gîte du Djebel Touila II. Quoiqu'elles contiennent des % de  $Fe_2O_3$  assez élevés, ces argiles peuvent être néanmoins traitées et leur teneur en FeO abaissée jusqu'à 1—2 % (voir tableau N° VI).

La couleur des produits cuits est beige ou blanchâtre. L'étude des propriétés réfractaires n'a été faite qu'en un seul échantillon (31/32 degrés), cela signifie que ces argiles sont utilisables pour la fabrication des produits de „céramique précieuse" carreaux de faïence, céramique sanitaire, isolateurs et pour des briques réfractaires.

*Kaolinites à structure cristalline désordonnée (dis-ordered kaolinites)*

D'après la forme de courbe thermo-différentielle, on peut définir que ces argiles présentent une certaine instabilité électrostatique des couches d'unités cristallographiques structurales. Sur les arêtes et sur les angles surtout déviations de cristaux se produisent. Par ailleurs les proportions d'eau absorbée sont extrêmement variables.

Nous rangerons donc, dans ce groupe les gîtes suivants: Sidi El Bader, Djebel Touila — I, Tamera, Col de Melloula, Aïn Mekesbia, Ras Rajel, Sasser Zarrour, Oued El Gloub; Aïn Draham.

Les contenus de  $Fe_2O_3$ , étant assez élevés (voir tableau N° III—V) peuvent être traités soit par dissolution de HCl à 10 % soit par flottation à l'hydrocyclone ce qui permet d'abaisser ces teneur à 2—2,5 %. Cette teneur correspond déjà à celle des kaolinites utilisables en général dans l'industrie céramique vrai sens du mot, c'est ce qui a été démontré par des propriétés réfractaires (26—32 degrés), par la couleur des produits cuits (beiges-jaunâtres) et par les autres indices (voir tableau N° V).

Quelques exceptions existent néanmoins: indice de retraits par séchage un peu élevés (Tamera) ou redressé (Ain El Berr). Ceci est le résultat de la composition spécifique de ces argiles. Dans le premier cas c'est la chlorite et dans le dernier cas celle des minéraux: feldspaths, quartz, dolomie, mica etc.



### *Halloysites contenant des proportions variables de kaolinite*

Il s'agit ici d'un groupe d'argiles blanches mélangées de kaolinite (dis-ordered) parfois mélangées d'oxydes de fer, ou encore associées avec du fer, se trouvant à l'état isomorphe dans l'hallyosite (cas extrêmement rare dans la nature), parfois aussi il s'agit d'hallyosite très pure et de bonne qualité, capable de fournir des produits réfractaires, la porcelaine, des produits utilisés dans l'industrie des matériaux radio-actifs etc... C'est la localité Douaria où les halloysites sont assez complexes [avec montmorillonites et kaolinite].

Mentionnons également les propriétés réfractaires d'un indice supérieur à 35 degrés, et les autres propriétés céramiques (voir tableau N° V) celui signifie que le mélange que nous trouvons ici est plutôt du type kaolinite-hallyosite.

Aussi il faudrait noter qu'avec l'acide chlorhydrique, presque toutes les impuretés telles que la limonite, la goethite, la calcite et la dolomie, ont disparu. A noter une bonne diminution du pourcentage de magnésium et de potasse, tandis que les teneurs en Na demeurent presque inchangées, et de même que la kaolinite.

Et enfin comme conclusion quelques remarques d'ordre géochimique les analyses sémi-quantitatives- spectrales ont démontré la présence de nombreux oligoéléments (éléments en traces). Leur nombre atteint le chiffre 28 et leur richesse est due à plusieurs facteurs: propriétés absorbantes, sédimentation, érosion, paléogéographie, paléovolcanisme etc. (voir tableau N° IV).

Au point de vue pratique on ne peut, à l'heure actuelle, indiquer aucun élément en trace, présent dans les argiles kaoliniques de la Tunisie qui serait susceptible d'être extrait de façon industrielle.

Une autre image se présente au point de vue théorique tant que les différents types génétiques d'argiles kaoliniques contiennent les oligoéléments variés (Voir tableau N° V). Les kaolinites sédimentaires dans l'Oligocène sont très remarquables par les oligoéléments Bi, Ge, In, La, Li, Nd, P, Sc, Sr, Y, Yb, Zr. Un autre groupe kaolinites et halloysites d'origine volcano-sédimentaire, sont également aberrantes par leur contenu en oligoéléments Ag, Bi, Cu, Ge, In, La, P, Pb. La kaolinite résiduelle possède au contraire une pauvreté relative en oligoéléments.

### Utilisation de Kaolinite. Possibilités

Il existe actuellement en Tunisie trois usines céramiques modernes (Tabarka, Bizerte, Nabeul), qui utilisent en principe des kaolinites importées de l'étranger. Deux d'entre elles ont été construites au cours des dernières années, dans la perspective de récupérer et d'exploiter dans l'avenir petit à petit les gîtes

tunisiens les plus importants: de Sidi El Bader et Djebel Touila-I près de Tabarka.

En outre, il existe en Tunisie beaucoup de potiers ou coopératives qui s'occupent de l'utilisation des argiles tunisiennes, tout en produisant d'une façon artisanale les produits en céramique, soit pour les besoins locaux, soit en vue du développement du tourisme pour l'exportation de la céramique artisanale. Pour les autres branches d'industrie tunisienne, qui ont besoin de la kaolinite, malgré l'existence des gîtes indigènes, on utilise de la kaolinite importée, soit à l'état brut, soit sous forme de produits vendables.

En estimant qu'une augmentation de la demande en kaolinite indigène devrait se manifester en Tunisie dans l'avenir- il y a une raison réelle pour la construction d'une laverie destinée à produire de la kaolinite pure ou flottée, utilisable en différentes branches de l'industrie tunisienne (céramique, papétrie, pharmacie, textile, gomme, briques réfractaires, verrerie, matériaux isolants, fondérie etc.).

### Evaluation économique

Ily a en Tunisie deux gîtes uniquement (Djebel Touila-I, Sidi El Bader près de Tabarka), dont les réserves atteignant l'intérêt économique (1 million de tonnes environ). Il s'agit d'affleurements près des routes goudronnées avec possibilités d'exploitation par carrière, qui offrent également de bonnes conditions pour la recherche (sondages, puits) dont les résultats peuvent doubler même tripler les réserves existantes. En plus, il existe dans la région de Tabarka plusieurs affleurements d'argile kaolinique, qui ne sont pas prospectés jusqu'à présent et dont l'importance pour l'industrie céramique de la Tunisie devrait être évaluée dans l'avenir.

De même, une usine céramique, carreaux de faïence, est construite sur le gîte de Sidi El Bader 4 km près de Tabarka, une autre usine de céramique sanitaire à Bizerte est située à 150 km de ces gîtes, et enfin un troisième consommateur à Nabeul (vaisselle) à 230 km environ de Tabarka. Le transport vers Bizerte peut se faire par voie ferrée, celui vers Nabeul par camions.

### Données statistiques

On ne peut parler d'exploitation d'argile kaolinique et de production en céramique en Tunisie, qu'à partir de l'année 1967 seulement.

L'augmentation annuelle suivant ces données correspond au 20—30 pourcent, c'est ce qui est typique pour tous les pays en voie de développement au cours des dernières années.

Avant l'année 1961 les données statistiques dans ce domaine ne sont pas tellement complètes et spécifiées, mais démontrent néanmoins une augmenta-

tion successive et proportionnelle correspondant aux 10 pourcent par an à partir de la deuxième guerre.

Avant cette date on a importé en Tunisie tous les matériaux ou produits en argile kaolinique de la façon suivante:

Groupe des produits	Quantité en tonnes pour l'année		
	1961	1962	1963
Briques réfractaires	1.092	1.785	2.760
Réfractaires en vrac	10	14	19
Produits de terre cuite (tuiles, carreaux, tuyaux)	188	86	136
Carreaux de faïence	2.766	3.150	3.605
Sanitaires divers	812	753	1.151
Vaisselle porcelaine	126	140	142
Vaisselle commune en faïence	319	418	510
<b>TOTAL</b>	<b>5.313 t.</b>	<b>6.346 t.</b>	<b>8.323 t.</b>

\* \* \*

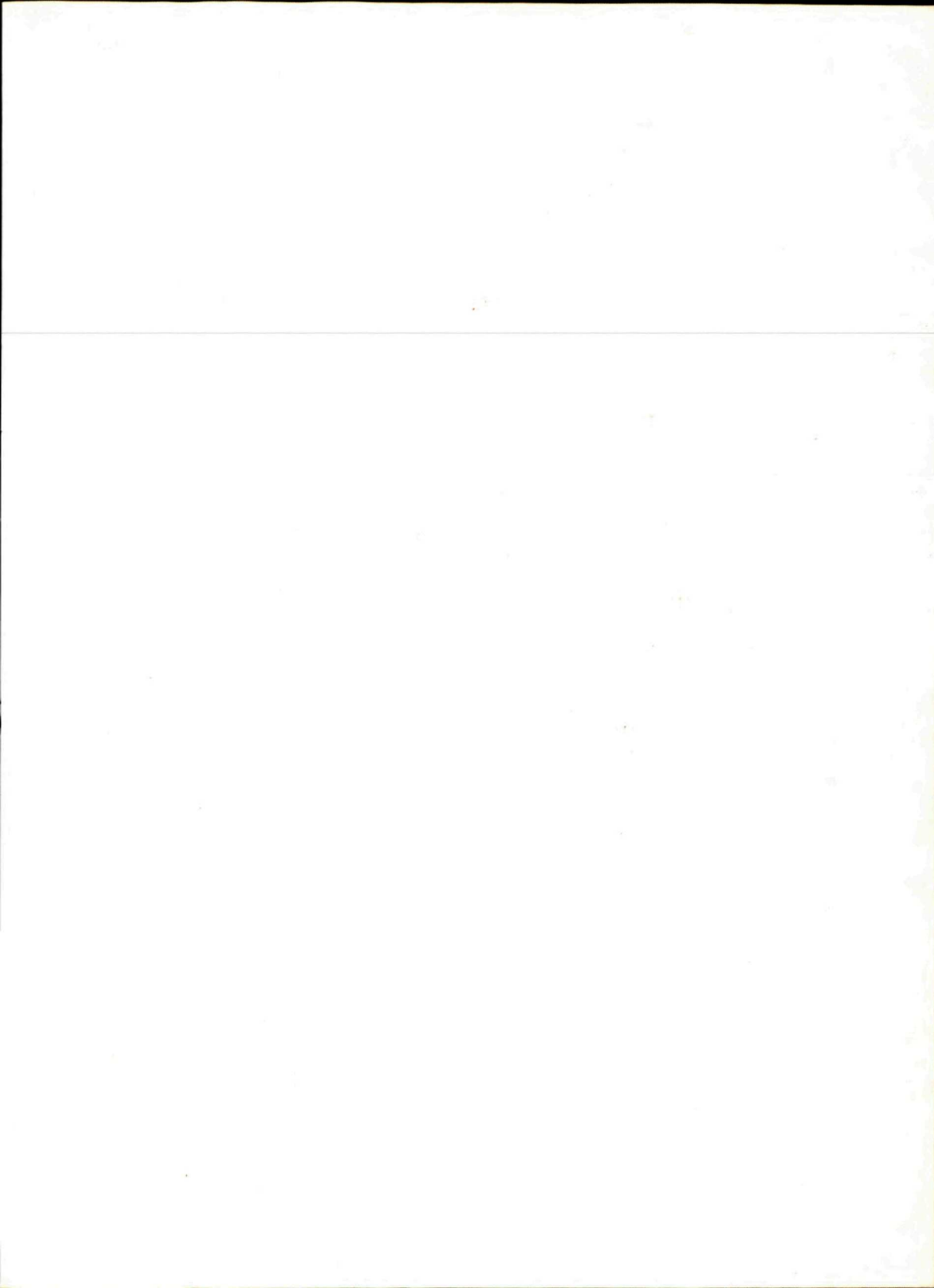
En conclusion nous aimerions remercier tous les organismes et toutes les personnes qui nous ont aidé dans l'accomplissement de notre mission. Nos remerciements s'adressent aux collaborateurs de Recherches Géologiques de Turčianske Teplice en Tchécoslovaquie, à M. Yvan Horvath surtout, qui ont exécuté, suivis et en partie évalué les analyses minéralogiques, chimiques, spectrales et technologiques.

Au Bureau pour l'assistance Technique des Nations Unies à Tunis et New York comme aussi à l'Office National des Mines à Tunis, j'adresse mes remerciements particuliers pour m'avoir facilité tous les travaux sur le terrain et dans les laboratoires et en même temps pour m'avoir accordé la permission de publier cette contribution.

#### Bibliographie

- [1] Ataman G., 1964: Oligoelements dans les argiles. Rev. Inst. Franc. Pétrogr. Rueil—Malmaison. — [2] Bieler G., 1955: Poterie du Sud Tunisien (poterie à base de calcite). L'industri. céram. franc. — [3] Burollet P. F., 1955: Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie. Centr. Anal. des mines et de la géol., Tunis. — [4] Castany E. F., 1953: Carte du Tunisie au 1 : 500 000. Notices explicatives. S. E. F. A. N., Tunis. —

[5] Jauzein M. — Rouvier H., 1964: Sur les formations allochtones de la Kroumirie. Manusc. Faculté des Sciences. Labor. de géol. appliquée, Paris. — [6] Sassi M. Sassi, 1963: Étude préliminaire des argiles éocènes, mio-pliocènes et actuelles de la région Méthlaoui—M'Dilla et du Cap Bon (Tunisie). Bull. Soc. géol. France, Paris. — [7] Sassi M. Sassi, 1964: Associations minéralogiques argileuses dans certaines formations triasiques et jurassiques en Tunisie. Com. rend. Somm. séanc. Soc. geol. Franc., Paris. — [8] Van der Wayden J. M., 1962: Reports of activites. Manuscript Off. national des Mines.



GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 48

Vydal Geologický ústav D. Štúra v Bratislave roku 1969 vo Vydavateľstve Slovenskej  
akadémie vied v Bratislave

Vedecký redaktor: dr. Ondrej Samuel, CSc.

Vytlačili: Tlačiarenské závody Pravda, závod Bratislava, písmom garmond Extended  
18,72 AH — 19,14 VH

Cena brož. Kčs 26,—

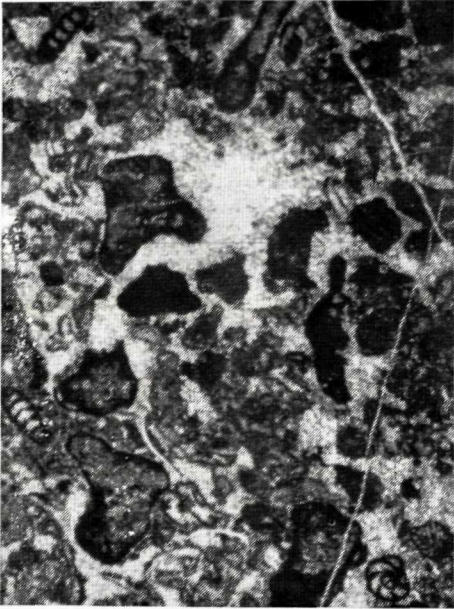


Fig. 1

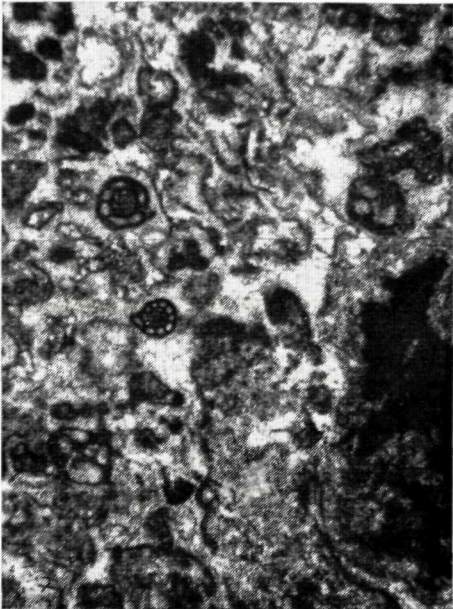


Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

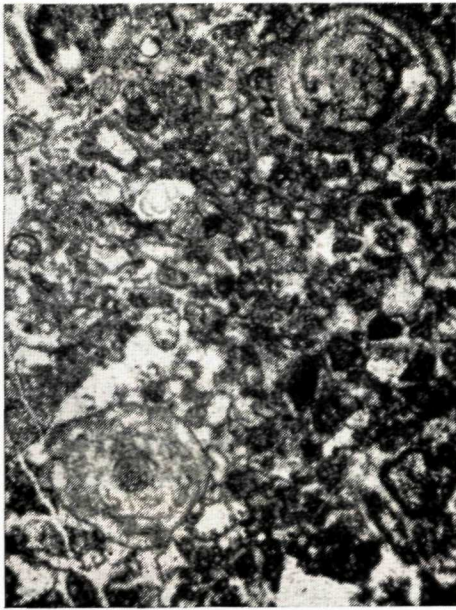


Fig. 1



Fig. 2

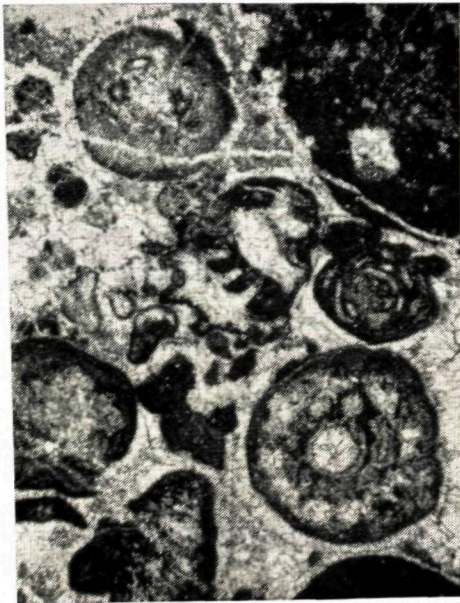


Fig. 3

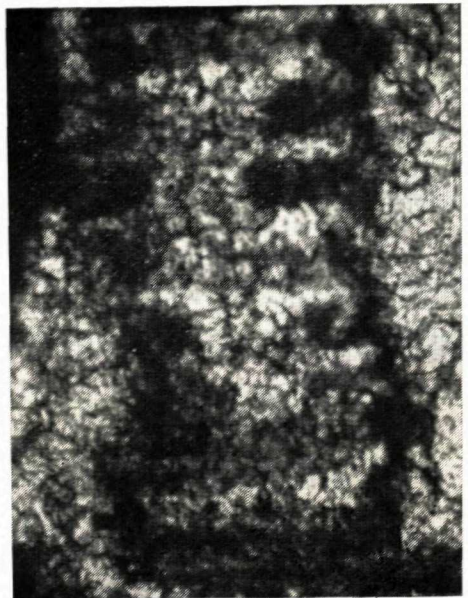


Fig. 4



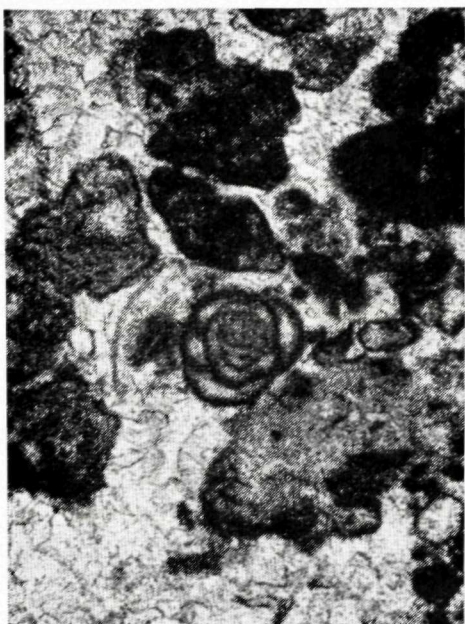


Fig. 1



Fig. 2

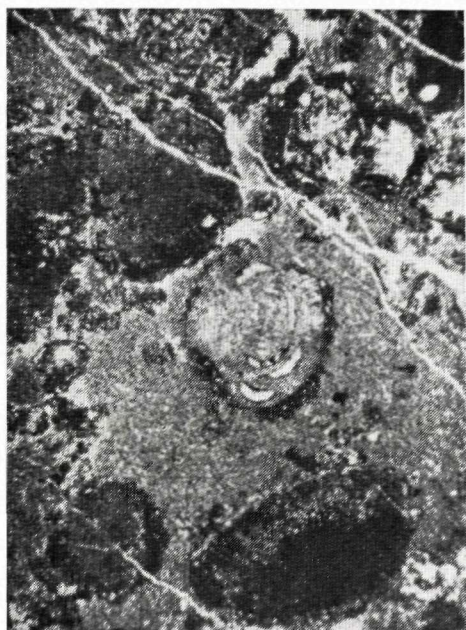


Fig. 3

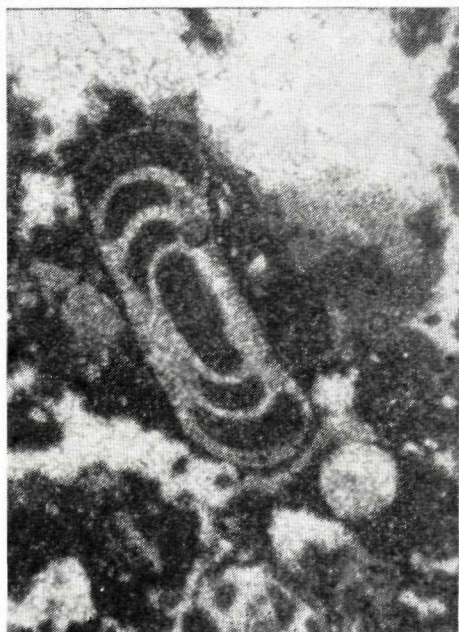


Fig. 4

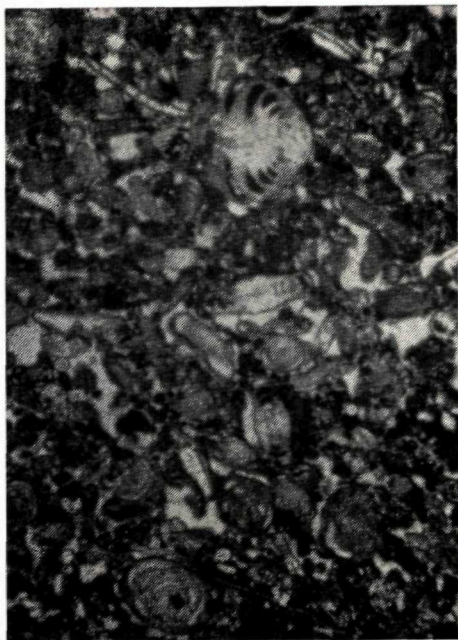


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3

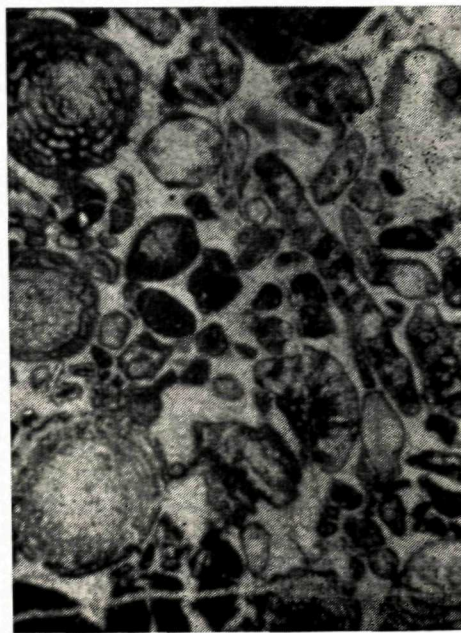
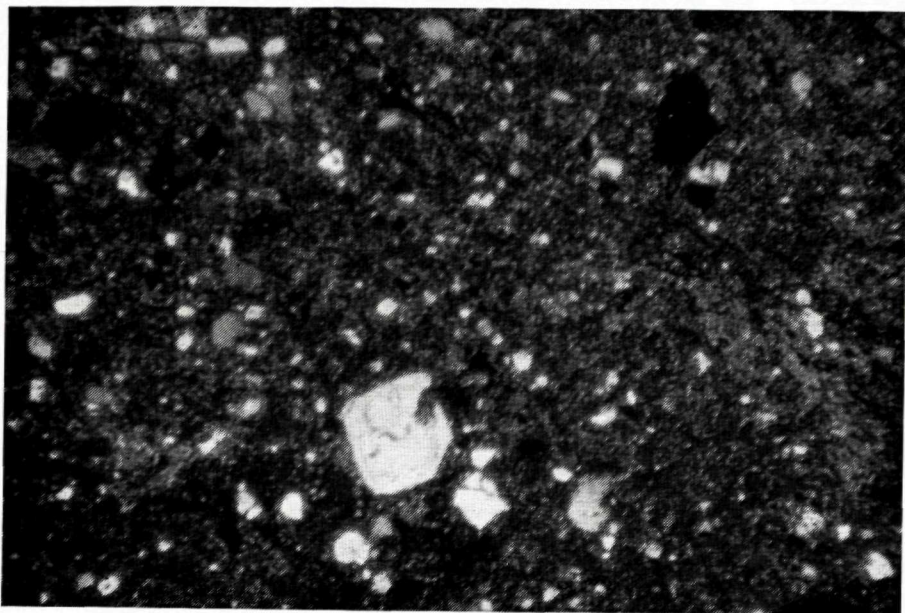
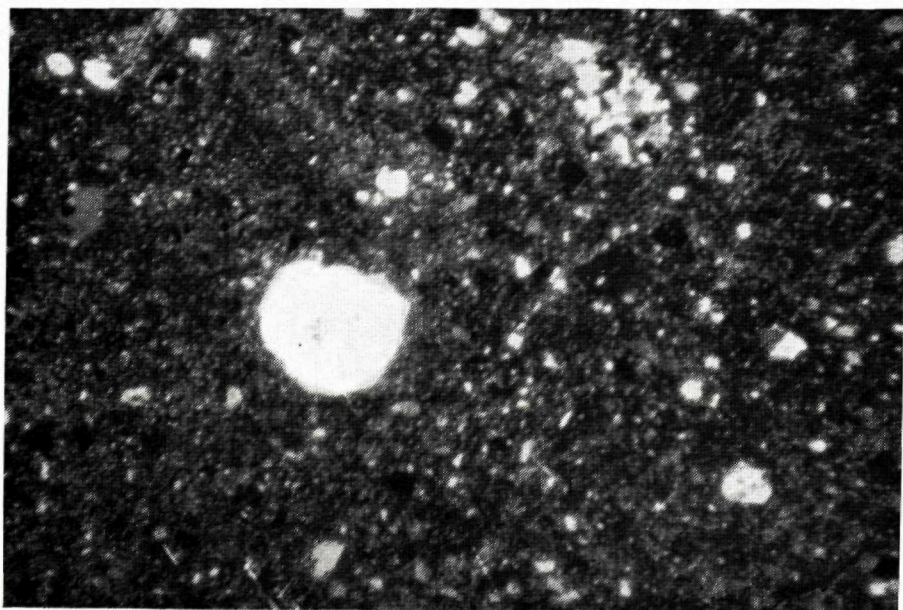


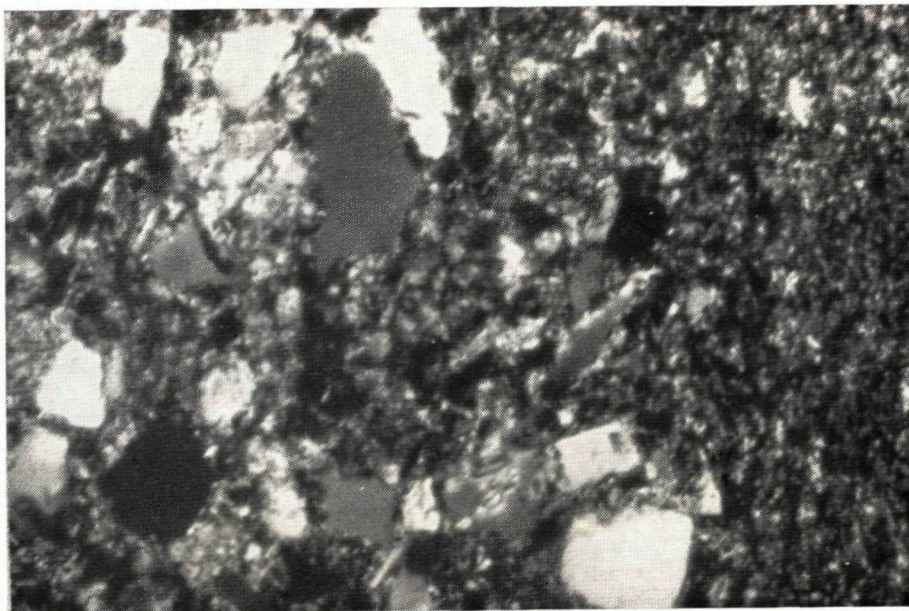
Fig. 4



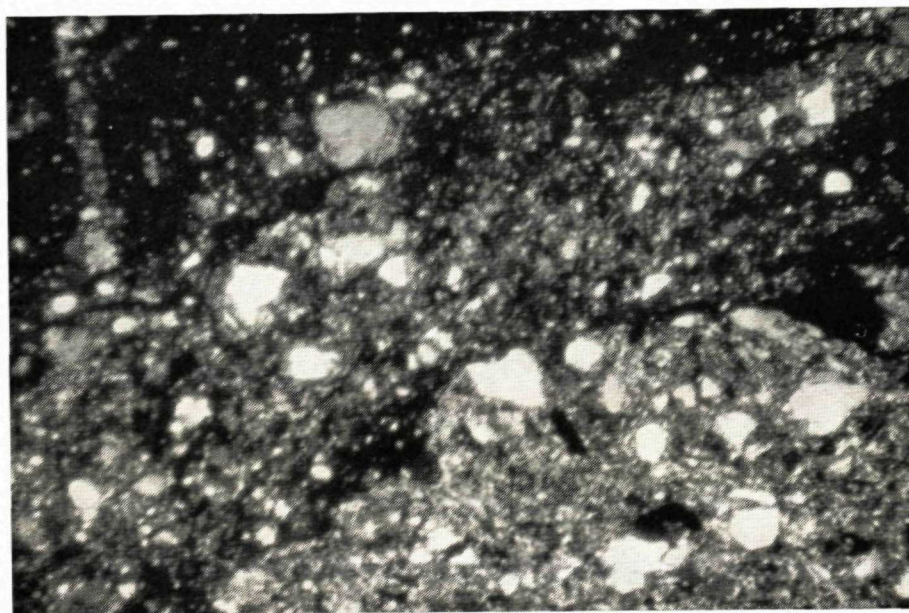
Obr. 1. Nahromadený vulkanoklastický materiál — kryštaloklasty kremeňa a plagioklasov. V strede korodovaná výrastlica plagioklasu s uzavreninami sericitu. Vrt KOV-40 (hl. 1011,0 m). Zväčš. 28 $\times$ , nikoly X.



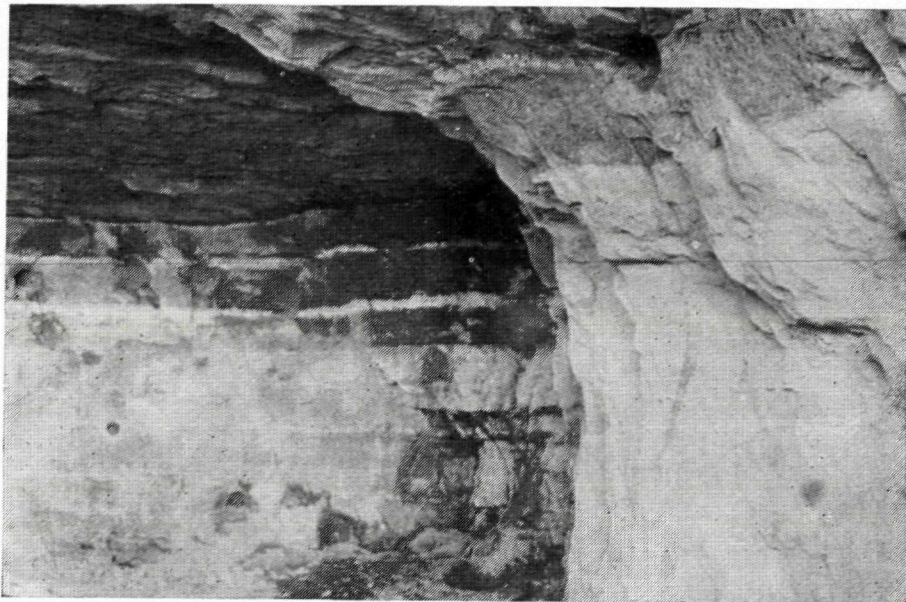
Obr. 2. Nahromadený vulkanoklast. materiál — v strede kryštaloklast. kremeň, v základnej hmote kryštaloklasty kremeňa a plagioklasov. Vrt KOV-40 (hl. 1140 m), zväčš. 28 $\times$ , nikoly X.



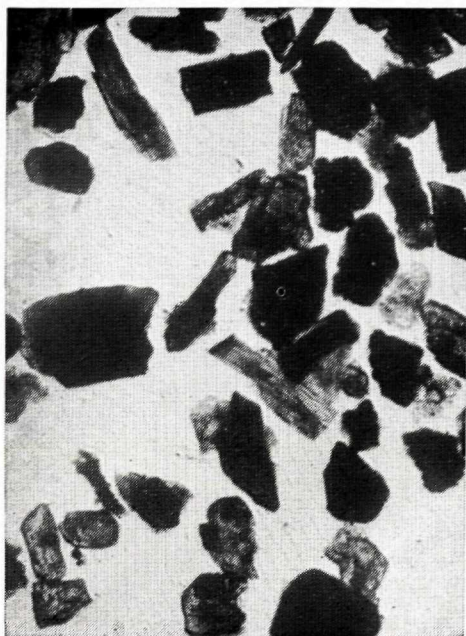
Obr. 1. Nahromadenie vulkanoklast. materiálu v súvrství piesčitých bridlíc. Vrt KOV-39 (hl. 849,5–908,5 m). Zväčš. 28×, nikoly X.



Obr. 2. Kryštaloklasty kremeňa a živcov — detail laminy, budovanej vulkanoklastickým materiálom uprostred súvrstvia ílovitých sedimentov. Zväčš. 28×, nikoly X.  
Všetko foto Vozár.



Obr. 1



Obr. 2



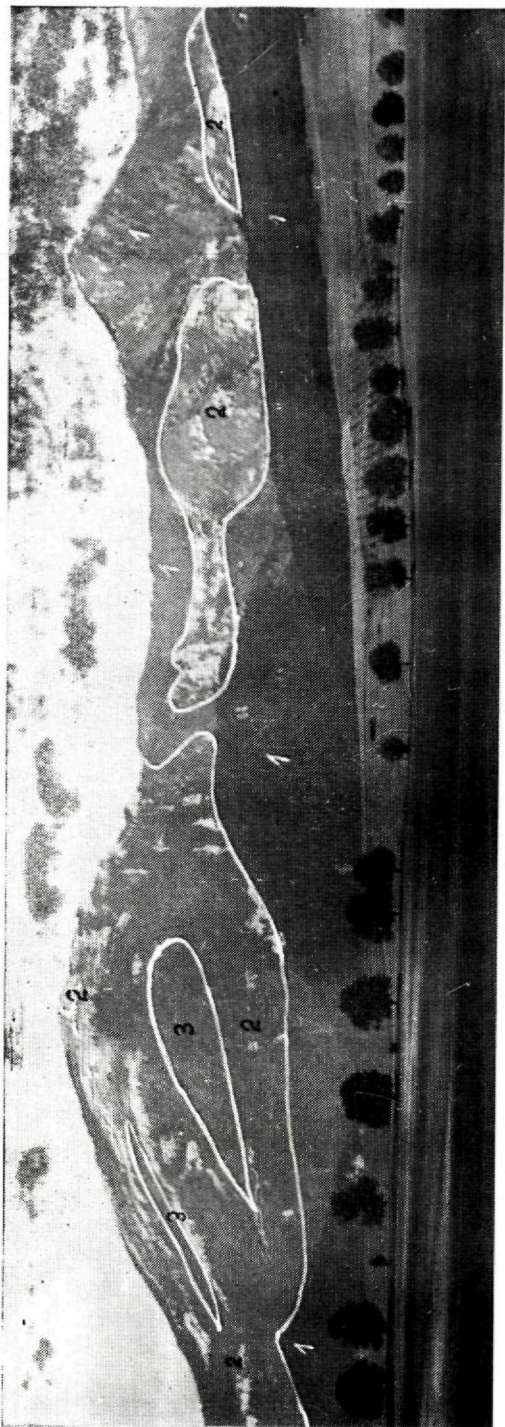
Obr. 3



Obr. 1.

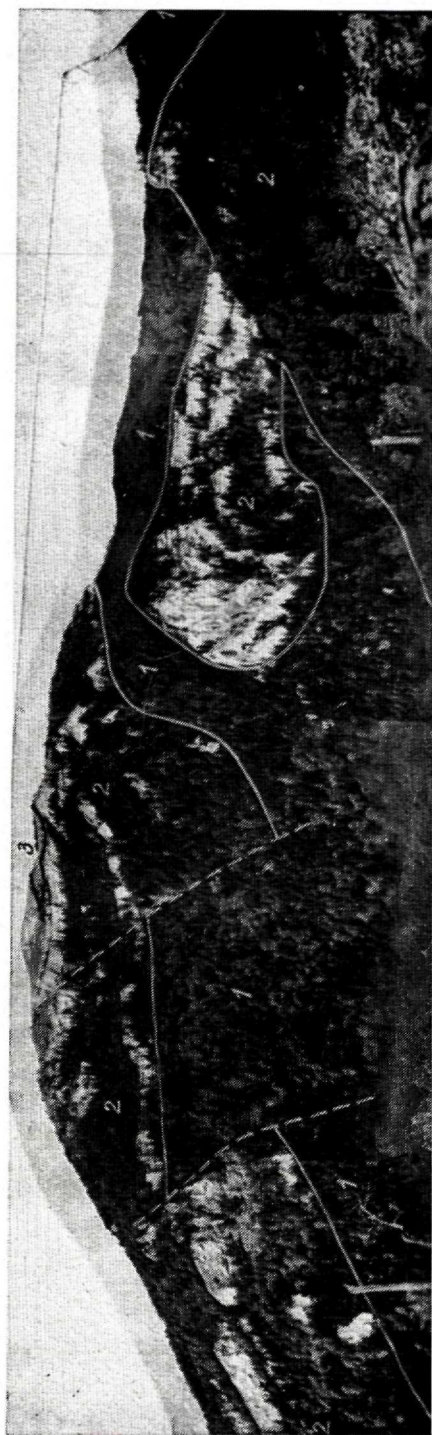


Obr. 2.



Obr. 1. Pohľad na príkrovové trosky strážovského príkrovu horskej skupiny Tlstěj, čiastočne zavrásnené do chočského príkrovu (vľavo Tlstá, vpravo Ostrá). 1 — sivý dolomit chočského

príkrovu — ladin, 2 — sivé vápence strážovského príkrovu — amis-ladin, 3 — vložky sivých dolomitov uprostred vápencov strážovského príkrovu.



Obr. 2. Detailný pohľad na Tlstú z júhu. 1 — dolomity chočského príkrovu, 2 — sivé vápence strážovského príkrovu,

3 — vložky dolomitov uprostred vápencov strážovského príkrovu.



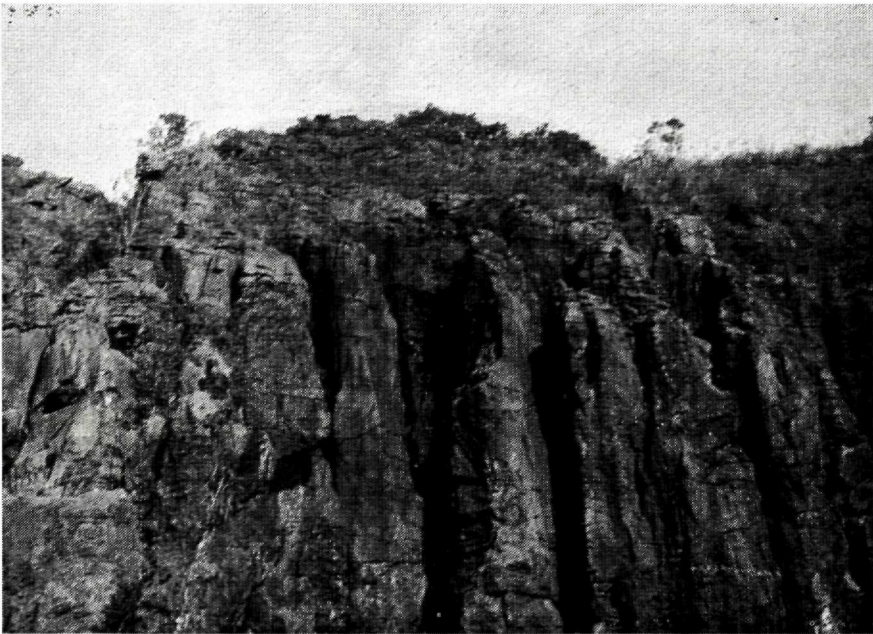
Obr. 1. Čelo ležatej vrásy strážovského príkrovu na ľavej strane Kónského dolu (čelný ohyb s jasnou SŽ vergenciou). 1 — sivý

dolomit chočského príkrovu — ladin, 2 — sivý lavicovitý vápenecc strážovského príkrovu — ladin.

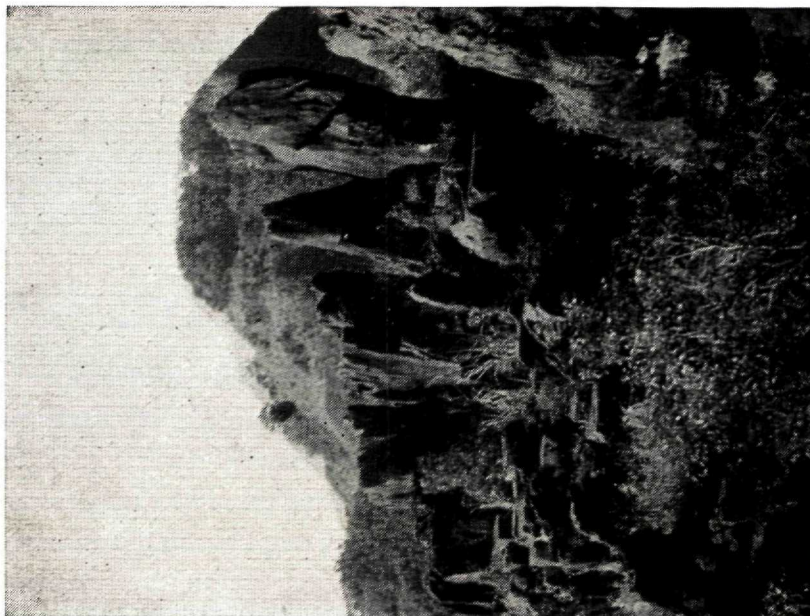




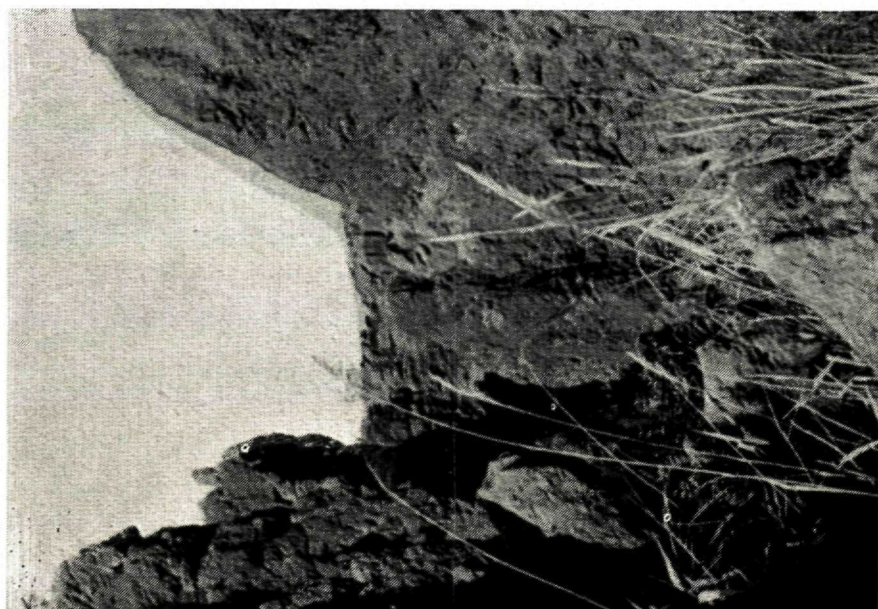
Obr. 1. Sekundárne ložisko Phia Kao.



Obr. 2. Skrasovatené vápence v záp. časti rudnej oblasti Cho Dien.



Obr. 2. Skrasovatené vápence v rudnom rajóne Boyen.



Obr. 1. Vytážené sekundárne ložisko v rudnom táhu Phüa Kao Boyen.



Fig. 1. The steep course of the fluidity planes (cut of the railroad near the village Kishýbel).



Fig. 2. The lava-elastic breccia of the marginal part of the A-form (to SW near the village Banský Studenec). The fragments are cemented with the lighter vesiculated lava.

